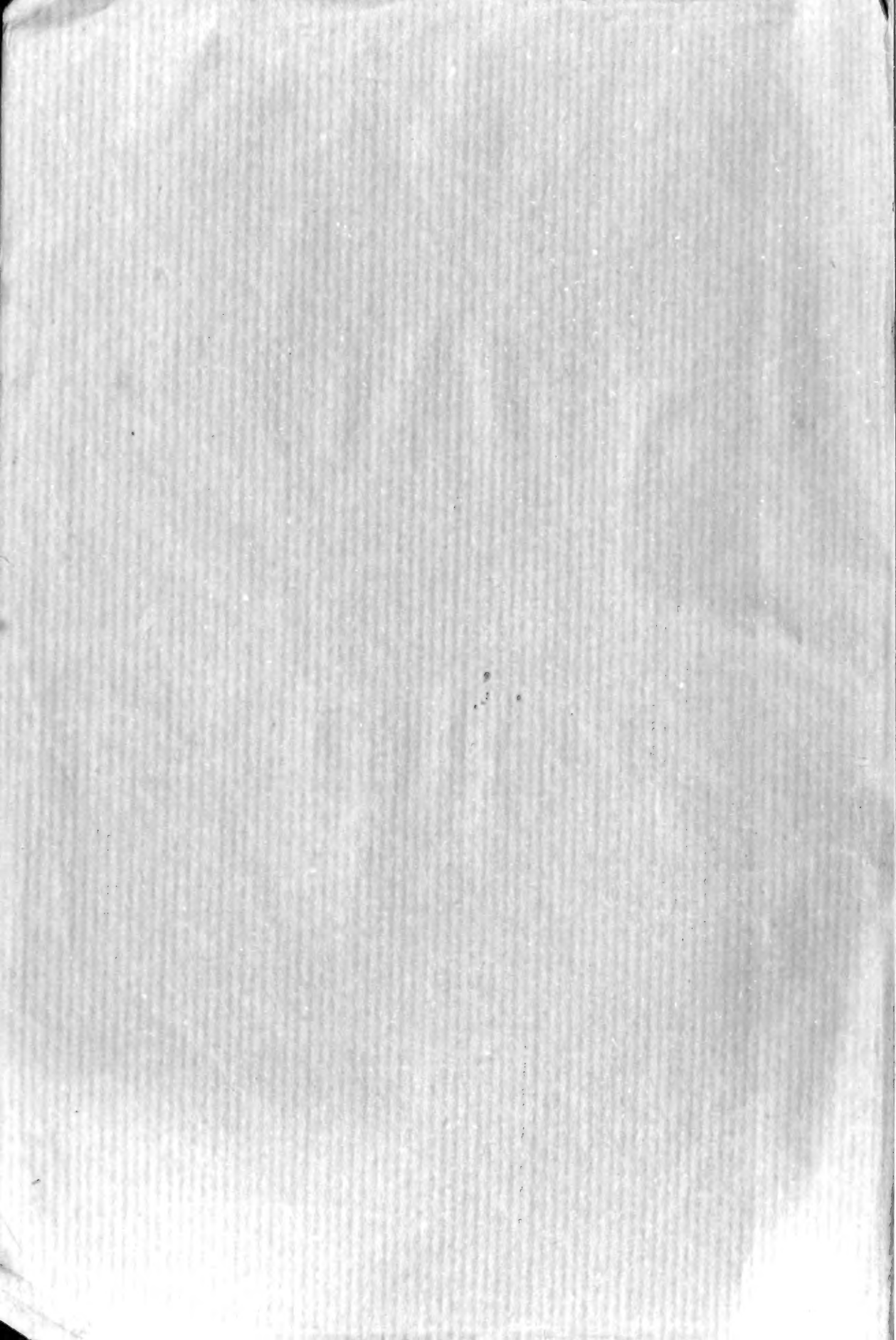


三百万分之一  
中国水文地质分区图说明书



地质部水文地质工程地质局

1956·7·北京



贈閱

三百萬分之一中國水文地質分區圖說明書

地質部水文地質工程地質局

1956.7.北京

中科院植物所圖書館



S0003283



## 內 容

### 序 言

#### 第一篇 总 論

第一章 中国水文地质分区的特点

第二章 中国水文地质分区的原则

#### 第二篇 中国水文地质大区及各副区的描述

第Ⅰ水文地质大区~常年(多年)冻土带南部的水文地质大区。

第Ⅱ水文地质大区~在季节风影响下形成的水文地质大区。

第Ⅲ水文地质大区~在内陆干旱气候影响下形成的沙漠与干旱草原地带水文地质大区。

第Ⅳ水文地质大区~在亚热带潮湿气候影响下形成的地下逕流强烈交替与岩石被溶滤的水文地质大区。

第Ⅴ水文地质大区~在热带气候影响下形成的地下逕流强烈交替与岩石被溶滤的水文地质大区。

第Ⅵ水文地质大区~在干寒气候影响下形成的青藏高原水文地质大区。

### 結 語



## 序 言

从中华人民共和国成立时起，我国即进入了一个新的历史时期；社会主义工业建設已在蓬勃地展开，目前全国範圍内關於都市建設，农业灌溉，矿产开发，水利工程，交通工程以及其它各种基本建設的远景规划，都迫切需要全国区域水文地质的概括性資料；同时在高等学校培养水文地质干部的任务中以及水文地质科学研究的工作中也都需要此項資料。因此編制全国区域水文地质分区图就成为当前迫切任务之一。

解放前由於反动政府的統治，中国地质工作者只是进行某些零星的地下水調查工作，因而地下水的科学几乎没有得到发展。解放后，中国经济文化的发展开始剧烈的轉变，这种轉变也就有力地推动了水文地质科学的发展。几年来高等学校已經有计划地培养了大批水文地质干部；並且在全国各个生产部門先后展开了不同程度的水文地质調查工作。在这些实际工作中累积了許多有关地下水的資料，这就給小比例尺全国水文地质分区图的編制提供了可能性。

在1955年2月地质部水文地质局召开了全国区域水文地质會議，接受苏联专家M. M克雷洛夫，B. И魯薩諾夫，K. A馬舒柯夫的正确建議，在水文地质局內建立了区域水文地质工作机构；並成立了中国区域水文地质图編审委员会，直接领导編制区域水文地质图的工作。

1955年4月地质部水文地质局組織了資料收集小組，去东北、华北、西北、中南、华东、西南等各区有关水文地质勘测部門及各区地质局进行資料搜集，並得到各該单位的大力支持。

从1955年6月至1956年7月在水文地质局李捷、姜国傑、陈夢熊、方鴻慈等工程师直接领导审查下，由方家驊、徐迺安、李梅玲、夏君严、范錫朋、孟海濤諸同志具体展开了編图工作。

須要指出，北京地质学院苏联专家M. M克雷洛夫同志在全国区域水文地质會議上做了關於編制中国水文地质分区图工作計劃的理論根

据1的报告，这对我們編图工作具有指导性的意义。

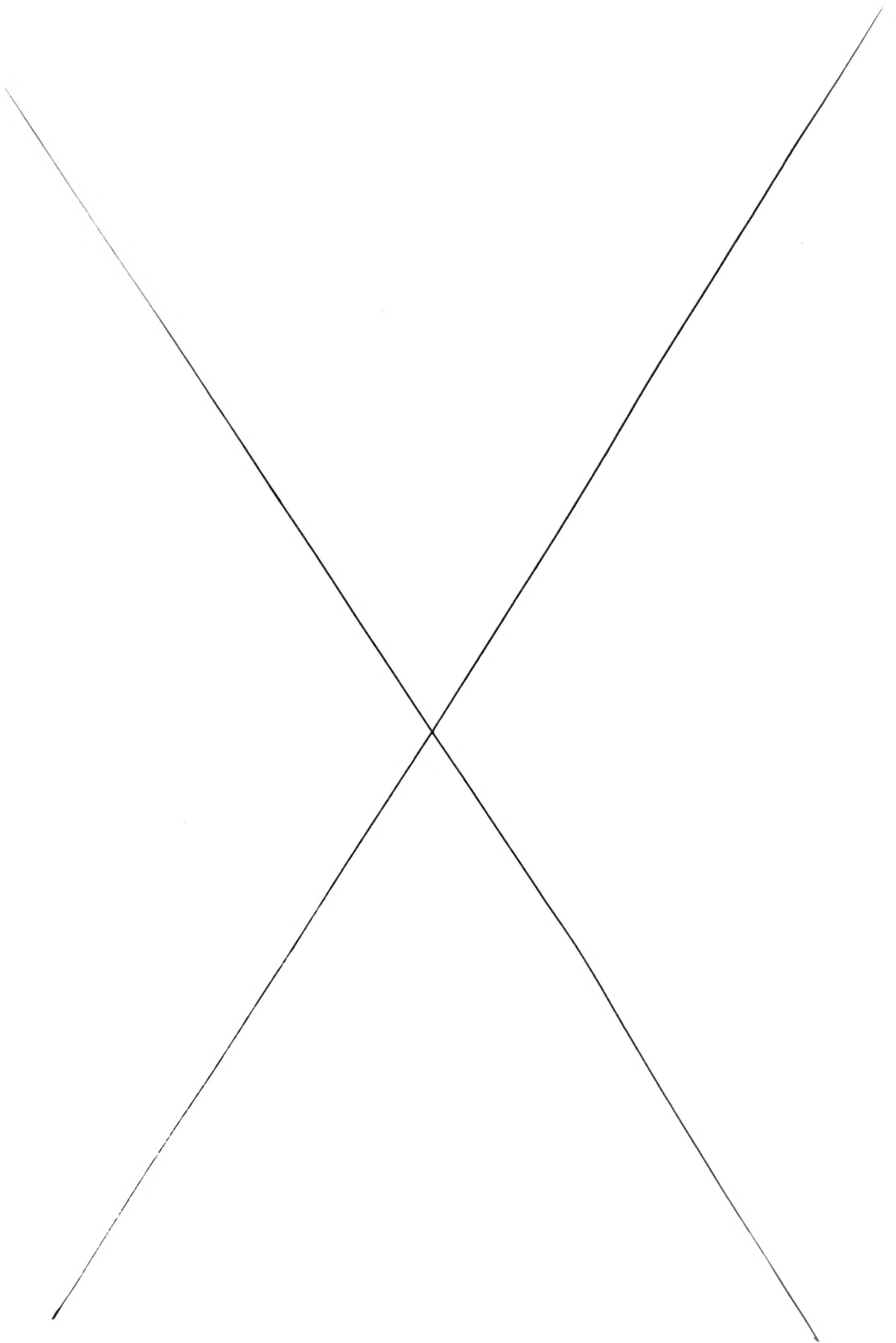
还須指出，我們的編图工作始終是在地質部苏联专家B. II魯薩諾夫的亲自指导下进行的。在1956年初，魯薩諾夫提出了「关于中国区域水文地质条件的資料」其中引証了許多最近所搜集到的实际資料，使中国水文地质分区的原则与描述更加具体化。B. II魯薩諾夫根据中国自然地理与地质构造的特点建議目前可以把潜水与非自由地下水合併起来，編制中国水文地质分区图。編者接受魯薩諾夫专家的建議，於1956年4月重新修改了原来所編的中国潜水分区草图；並着手写分区說明书，於七月初这一工作基本上完成。

在編图工作中我們还參攷了我国学者所編的中国气候图，И. П. 格拉西莫夫与馬洛之合編的中国土壤分佈图以及中国植物分佈图。此外还參閱了黃汲清、李四光、馬杏垣和B. M. 西尼村等人所著的中国地质构造簡图以及其它学者所著的有关地质的文献。

由於編者的理論水平所限，以及实际資料的不完善，本著作錯誤和遺漏之处，知所难免，尚希各界多提出指正与批評的意見，以資今后修改。

在編制过程中，多蒙部、局首长的关怀与支持和苏联专家B. II魯薩諾夫同志亲切誠懇的帮助，以及部資料局和各区地质局，中国科学院有关研究所，各个地质院、校的各位专家、教授在資料供給上与工作指导上都給予协助，使編图工作顺利完成，謹此致以謝意。

編者 1956年7月



明治三十二年

九月廿二日

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

東京府知事

## 第一篇 总論

### 第一章 中国水文地质分区的特点

水文地质分区(区划)是利用制图的方法来綜合現有的水文地质資料,以便通过它来闡明区域的水文地质条件;进而为发展国民經济服务。小比例尺的水文地质分区的实际意义在于它可以做为规划国民經济发展远景的主要依据,在目前我国正在大規模地展开社会主义經济建設之际,这一工作也就尤其重要与急需。

关于水文地质分区的研究,在苏联已經进行了很久,並取得了重大的成就。

在十九世紀末,卓越的俄国学者B. B杜庫查耶夫提出了自然現象緯度分帶的規律。这一規律通过苏联学者的进一步发展,得知气候、成壤作用,岩石风化作用,地球化学規律以及地表水和地下水(尤其是潜水)都具有緯度分帶性。

首先是П. B奥托茨基远在1914年就提出了俄罗斯欧洲部分潜水略图,他指出随着潜水的向南流而增加着它的埋藏深度和矿化度。他把俄罗斯平原划分为五个潜水大区(область),根据他的划分大致是与土壤分帶相符合的。

在1930年B. C伊林提出了苏联欧洲部分潜水分带图,他根据一系列的自然因素的綜合把苏联欧洲部分划分为七个潜水分带(зона)。除了分带潜水外,他还划分出不分带的潜水。

到1947年O. K郎格运用了B. C伊林的潜水分带原則而編制了全苏領域的潜水分区图,他把全苏划分为三个潜水省(провинция)。

(1)年平均气温在零度以下的永久冻土省。

(2)潮湿气候省。

(3)干燥气候省。

他划分潜水省的根据是气候条件。

1949年Г·Н卡門斯基根据潛水形成的特征作出了全苏領域的潛水分帶略图。他将全苏領域划分为两个基本帶：(1)溶濾潛水帶；(2)大陆盐化潛水帶。

所有这一切都說明了潛水和其他自然現象一样具有緯度分帶性。

当然潛水的分帶規律可以普遍适用於全球；在最近B·И李契科夫就根据这一点把全球划分为十个水文地質帶。他主要把地植物看作为一定水文地質条件下的特征。

所有上述这些潛水的带状分区，虽然在原則上与地区划分上都有所不同，但总的來說都是根据自然現象的分帶性出发的。

М·М克雷洛夫在1955年中国区域水文地質會議上作了总结性的发言，他指出：「潛水的分帶，是与地球的气候分帶，植物分帶，土壤分帶，风化作用方向分帶以及地理景观分帶有着密切的联系。假便将气候和气候分帶看作为产生各种作用：其中包括地面上各种自然地理作用的根本原因的話，那末进行第一阶段的潛水分区时总是應該从自然地理条件出发」。

關於深层层間水（主要指自流水）的分区，苏联許多水文地質学家也进行了很多的工作。

远在1925年А·Н謝米哈托夫提出第一張苏联欧洲部分自流水分佈略图。他第一次明确地指出地下水分佈規律取決於地質构造，而他所作的水文地質分区也就是以大地构造的特征为根据的。

之后「在1938年~1939年М·М瓦西里也夫提出了以大地构造单位为基础的全苏水文地質分区方案。他提出了下列基本单元：

- (1)屬於陆台凹陷的水文地質盆地；
- (2)屬於隆起的水文地質省；
- (3)水文地質褶皱大区。

此外我們还可以在Н·И托尔斯齐欣的著作中找到水文地質分区原則的进一步发展。他根据大地构造資料表述了含水层的水文化学特征。他研究了



矿水的带状分区，並具体地描述了苏联欧洲和亚洲部分的自流盆地。

总结上述，我們可以知道自流水的形成首先取決於地質构造的性质。於是自流水的分区也該当首先以該区的地質构造的特点为标志。

就因为潜水与自流水的分区原則不同，所以許多苏联水文地质学家指出：必須分別地进行潜水与自流水的分区。这一結論作为分区的一般原則是无可爭辯的。

但是，並不是說作为潜水形成重要因素之一的气候对自流水的形成条件没有影响；气候的作用就是在自流水的形成方面也是很大的。关于这一点在H·И托尔斯齐欣的最近著作《自流水的气候分带性》中已經詳尽地指出了。另一方面，地質构造的特点也不僅是形成自流水的基本因素，同时也是潜水形成的因素；並且在苏联最近几年来的研究說明：在大多数的情况下，潜水与自流水之間存在着一定的相互联系和相互依存的关系。所有这一切都是我們进行中国水文地质分区时所予以考虑的。

当我们着手进行小比例尺（1：3000000）的中国潜水分区时，愈来愈明显地显示出中国水文地质分区的特殊性。由於我国大部分地区都为台地，高原和山地所据，而平原只佔一小部分。这样就与以辽阔平原佔絕大部分的苏联不同了。像苏联那样明显的潜水緯度分带性，在我国是不十分显著的。这是由於台地、高原和山地的分佈扰乱了自然景观的緯度分带；而显示出中国所特有的自然景观。

我国各大山脉（阴山、秦岭、南岭）的东~西向分佈，使南、北方向的气候显然不同；这一点固然符合於緯度分带規律。然而又有一些南~北向的山脉（大兴安岭、太行山、貴州高原的东緣），以及东部面临着海洋，这样就促成我国东、西方的气候也发生了显著的差别。於是在自然景观的緯度分带上又参差着同样比重的經度分带性。

同时在我国佔絕大部分的台地、高原和山地是很大的地質构造单

元，在这些单元中，潜水的发展与构造本身有密切的关系。因而中国的地质构造特点在潜水形成上就成为相当主要的因素了。另一方面由于中国很多主要构造单元都具有东～西向分佈的特性，因而促使构造内的深层地下水（一般是自流水）也具有緯度分带性。

在这种情况下，我們完全有可能把潜水分区和深层地下水（即B·И魯薩諾夫所謂的非自由地下水）分区两者結合一起，这样作对于我国初次进行的小比例尺的水文地质分区来讲是完全允許的。尤其是目前深层地下水的資料非常不足，同时又沒有最終的全国大地构造图，还不能作出專門的自流水分区图。在这种情况下只能把僅有的少数深层地下水資料結合着潜水作出綜合的水文地质分区，这也是完全必要的。

关于这一点，已在B·И魯薩諾夫所著作的[关于中国区域水文地质条件的資料]一文中指出了。並且目前我們所作的中国水文地质分区也就是这样考虑的。

## 第二章 中国水文地质分区的原则

我們首先根据影响着潜水的性质、分佈规律和动态类型的自然地理条件，把中国境内划分为六个水文地质大区(Область)：

- I、常年(多年)冻土带南部的水文地质大区；
- II、在季节风影响下形成的水文地质大区；
- III、在内陆干旱气候影响下形成的沙漠与干旱草原地带水文地质大区；
- IV、在亚热带潮湿气候影响下形成的地下逕流强烈交替与岩石被溶濾的水文地质大区；
- V、在热带潮湿气候影响下形成的地下逕流强烈交替与岩石被溶濾的水文地质大区；
- VI、在干寒气候影响下形成的青藏高原水文地质大区。

就像上面所指出的那样，这些根据自然地理条件所划分出的水文地质

大区大致与地质构造主要单元相符合。

这些大区在地质构造方面有下列一些特点：

第Ⅰ与第Ⅱ大区相当於第三紀、第四紀产生沉陷，且在下沉甚深的基底上广泛发育第四紀沉积层的地帶，並包括与沉陷帶相毗邻的受剧烈火成岩侵入体影响而产生海西寧和燕山褶皺的地区。

第Ⅲ大区相当於前寒武紀結晶地块广泛分佈的地区，並有褶皺帶綿亘其中。

第Ⅳ和第Ⅴ大区相当於广泛分佈的火成岩侵入体及与其毗邻的云貴燕山褶皺帶所組成的华南地台地块。

第Ⅵ大区相当於特提斯—喜馬拉雅式褶皺以及北部与其毗邻的崑崙—南山式海西寧和其它褶皺帶发展地区。

關於更詳細的地质构造单元，則作为划分水文地质副区(района)的依据，關於这一点在后面还要談到。

在大区的描述中，我們首先述及大区的基本特点，由於这些大区的划分主要是根据自然地理条件，所以基本特点主要是反映在潜水的形成条件上。

在决定潜水形成的一切自然地理条件中，首要的是气候条件，其次地形、岩石成分、土壤复盖层也起着一定的作用。

从水文地质角度来看，湿度系数是有很大的意义，因为它是潜水形成条件最主要的标誌之一；它綜合了各个主要的气候要素。

湿度系数( $K_B$ )是降水量( $X$ )与水面蒸发量( $Z$ )之比：

$$K_B = \frac{X}{Z}$$

当然水面蒸发量並不是一个地区的真实蒸发量；也不是潜水蒸发量。但是从湿度系数可以衡量某区域气候的干湿；因而可以得出潜水蒸发强度的相对概念。

我国各个气象站过去所观测的水面蒸发量，由於观测方法的不统一与不完善，所以目前很难获得正确的资料。

由於蒸发量的大小取決於蒸发皿的直径，直径愈大所测得的蒸发量愈小。以往气象站大多采用直径20公分的蒸发皿，所测出的蒸发量显然是偏大了，几乎所有的地方蒸发量都大於降水量，这显然是不对的。

根据北京地质学院水文地质教研室的研究，水面蒸发量随着蒸发皿直径的增加而递减。而当蒸发皿直径在35~40公尺时所观测到的蒸发量已递减为一常数，所以有条件把直径为4公尺的蒸发皿所测定的蒸发量算作为真实的水面蒸发量。

像这样的引用水面蒸发量，在已往各地尚未普遍测出，然而与蒸发有关的主要气象要素（气温、相对湿度、温度差和风速）的资料还是很多的，所以运用经验公式就可以客观地估计水面蒸发量，进而计算湿度系数。

关于计算蒸发量的经验公式有很多，下面是A. 馬叶尔提出經N. K. 基赫米洛夫修正过的公式：

$$Z_M = \alpha (15 + 3W)$$

上式中  $Z_M$  是月蒸发量（公厘）； $\alpha$  为月平均温度差； $W$  是月平均风速（公尺/秒）。

此外，还有И. H. 依凡諾夫所提出的：

$$Z_M = 0.0018 (25 + t)^2 (100 - a)$$

上式中  $Z_M$  是月蒸发量（公厘）， $t$  是月平均温度（ $^{\circ}\text{C}$ ）；

$a$  是月平均相对湿度（%）。7

所划分的六个大区在湿度系数上都有所不同，第I与第II区的湿度系数很相接近，都在1左右；第III大区为0.0~0.2；第IV大区为1.1~2；第V大区为2.0~3.0；第VI大区为0.2左右。

其次我們所考慮的是潛水水文化學作用的方向。關於這一特點取決於大區的气候、地形以及地質岩性。

在山地廣泛分佈的地區，在基岩風化壳里都分佈着裂隙潛水，而在石灰岩分佈區則可以發展為喀斯特水。這些潛水是由降水所補給的，並且受山區水文網的排泄作用，因此造成了水的強烈交替，並且對岩石的溶濾作用很強。由於良好的交替條件，使潛水來不及礦化，所以通常總是重碳酸鹽的淡水。在石灰岩和石灰質岩石區為重碳酸—鈣—鎂水；在含有鈉長石的火成岩區則為重碳酸—鈉水。

在山地地塊中發育着的裂隙水，喀斯特水以及地表逕流沿着山坡而流向下方，流到山前洪積平原或山間洼地中。

在山前洪積平原和山間洼地中的潛水，表現出很明顯的水文化學垂直（高度）分帶規律。在山前洪積平原的頂部，亦即沖積錐的礫石部分也有溶濾潛水，但這裡已不是裂隙水而是孔隙水；潛水由降水部分地表逕流和有時是來自基岩的地下逕流所補給，潛水流流量很大，水質仍然為重碳酸鹽的淡水。順坡而下，岩石成分愈來愈細，礫石被砂所代替，再往下出現亞粘土夾層，結果造成了潛水的天然迴水。潛水面距地表很近形成土壤的沼澤化，有部分潛水溢流地表而形成泉；水質逐漸變為重碳酸—硫酸鹽水以至硫酸—重碳酸鹽水。再往下潛水埋藏在洪積亞粘土，亞砂土和夾有砂層的粘土之中。由於在蒸發過程中潛水愈來愈鹽化，水的類型變為硫酸—氯化物水，氯化—硫酸鹽水，甚至變為氯化物水。通常在山間洼地的中央部分，有些地方潛水流動很困難或者沒流動，由於潛水位不深，蒸發作用強烈，就可以遇到高礦化的潛水，同時可以看到土壤的鹽漬化。

在所劃分的六個大區中，第Ⅰ大區里，主要是重碳酸—鈉水和重碳酸—鈣水。第Ⅱ大區一般為重碳酸—鈣與重碳酸—鈉水。在松花江平原的洼地上由於碳酸鈉的聚集形成了土壤的礮化。在遼河平原和華北平原

隨着潛水的流向海洋，而增加着礦化度。在河流入海處由於河流下游河床堆積甚高，河水位高於兩岸洼地的潛水位，於是河水經常補給着<sup>潛</sup>水，而潛水的主要消耗要依靠蒸發，於是造成鹽分的聚集，有時形成氯化鈣水，並且促使局部土壤鹽漬化。

第Ⅲ大区相當於O·K郎格所謂的地下逕流與蒸發均衡帶，或Γ·H卡門斯基所謂的大陸鹽化帶，這一大区與蘇聯中亞細亞是屬於同一水文地質緯度分帶的。在這一大区里以硫酸—氯化—鈣水為主。

第Ⅳ和第Ⅴ大区的潛水，主要埋藏在基岩的裂隙帶、沖積層、湖相沉積層及沿海近代沉積層中，潛水強烈交替並強烈地溶濾岩石，由於降水量大大超過蒸發，所以潛水一般為重碳酸—鈣水或重碳酸—鈣水。幾乎看不到土壤的鹽漬化。

第Ⅵ大区在高山地区分佈的裂隙潛水同樣被水文網強烈地排洩，因而是重碳酸質的淡水。而在高原地区潛水被排洩得較弱，亦有鹽分的聚集而成為礦化水。

我們所考慮的第三個特點是地下水動態的成因類型。由於了解地下水的動態成因類型與了解地下水成因類型有密切的關係。

目前在水文地質文獻中對地下水分帶問題給予很大的注意，同時證明地下水類型的分佈是服從於一定的分帶規律的。那麼地下水分帶的規律也應該作為地下水動態成因類型分類的基础。

氣候類型對帶狀的潛水動態成因類型組起着最大的影響。因為氣候的變化是遵循分帶規律的，並且它決定着潛水的補給條件。帶狀的潛水動態成因類型包括沙漠的、雨水的、雪水的、凍土的和冰川的。

(3)

除此以外，還有非帶狀的潛水動態成因類型，他們僅僅分佈在某些自然條件下，而不能根據其分佈的特點歸納到某一嚴格規定的帶中去。例如與水文因素（河流的、海洋的）相關的潛水動態類型就具有地方性的分佈。與地質條件有關的非帶狀動態成因類型有喀斯特的、放射性的。此外還



有取決於人類活動的人為類型。

氣候因素對深層承壓水來說已失去了像對潛水動態那樣大的意義了。深層承壓水的動態主要受運動條件和排泄程度的影響，因此對承壓水來說帶狀的成因類型可以分為兩個：可外洩的承壓水和不外洩（內流）的承壓水。此外也可以同樣具有非帶狀的成因類型，它們包括火山的、間歇泉的、放射性的、氣體的，同樣也有人為類型。

由於我們對於深層承壓水的研究還非常不夠，還不可能劃分動態成因類型；所以我們所描述的僅限於潛水，其中包括帶狀的，也包括非帶狀的動態成因類型。

各個大區在帶狀的潛水動態成因類型中，表現出明顯的差別。

第Ⅰ大區主要是凍土型與局部雪水型；第Ⅱ大區亦有部分雪水型而大部分是雨水型；第Ⅲ大區主要是沙漠型；第Ⅳ和第Ⅴ大區則以雨水型佔絕對優勢，第Ⅵ大區最主要的是冰雪類型及雨水類型，次為沙漠、河流與湖泊類型。

至於非帶狀的潛水動態成因類型系受局部因素所影響，所以它們經常體現在某一副區中，或是某一地下水類型中。

除了上面所談到的這些基本特徵外，我們還敘述了各大區的自然地理和地質構造情況，並論證了大區劃分的根據。我們可以看到大區的界線，基本上是与某一氣候因素的等值線相符合，並且時常相應地符合於某一地形等高線以及地質構造單元的分界線。但有時大區的部分界線也採用了植物—土壤的分佈界線。這是由於植物—土壤本身的差別在一定程度上反映着氣候因素的差別，因此這樣作是完全有根據的。

在每一個大區里，我們都指明了潛水及非自由地下水的類型。潛水的類型主要不外乎平原沖積層潛水；河谷沖積層潛水；洪積沖積層潛水；湖相沉積層潛水；冰積層潛水；三角洲沖積層潛水與濱海沖積層潛水；此外還有基岩風化裂隙帶中的潛水。對於非自由地下水我們是按照地

質时代由新至老进行描述的；其中除一部分有实际材料外，大部分是根据岩性推测的。必須指出这些非自由地下水，包括第四紀疏松沉积层中的承压水，和前第四紀沉积岩层中的层間水。这些层間水在适合的构造条件下，可以是承压的，但是也可能有一部分是不承压的，因为还没有足夠的資料可致，所以不作肯定的結論。

在大区描述的最后一节，我們把各該大区中的副区名称和划分根据作了簡短的介绍。

下面再談一談副区( район )的划分原則。

就像前面所指出的那样副区的划分主要是根据更精細的地質构造单位。这些副区的类型大致有以下几种：

(1)在深的基底沉陷地带堆积着很厚的沉积层；或第三紀和第四紀疏松沉积层的副区；

(2)以前寒武紀岩块的基底的地台副区；

(3)大地槽褶皺带副区；

(4)大型山前和山間盆地副区。

一般來說，这几个类型的副区也符合於地形和岩性上的特点。

例如华北平原潜水和非自由地下水副区，在构造上是深的基底沉陷地带堆积着厚的第三紀、第四紀层；在岩性上是疏松沉积物；而在地形上是辽闊的平原。陕北—隴西黃土高原副区在构造上是以前寒武紀岩块的基底地台；在岩性上包括前寒武紀變質岩、古生代、中生代沉积岩以及新生代黃土层和冲积层；而在地形上是一高原。桂林、柳州准大地槽带岩石受强烈切割的喀斯特水副区在构造上是大地槽褶皺带；岩性上以奥陶紀石灰岩为主；而在地形上受强烈切割的山地。柴达木盆地水文地質副区。在构造上为大型的山間盆地；在岩性上是在結晶地块上复盖着新生代地层；而在地形上是由高山、高原所包圍的独立凹地。

但須要指出，在某些情况下虽然同一地質构造单位也有划分为两个水

文地质副区者。最明显的例子就像鄂尔多斯沙漠地带和陕北、隴西黄土高原，在构造上都属于鄂尔多斯地台；但由复盖层来看，前者是鄂尔多斯沙漠本身，而后者是很厚的黄土盖层，这就影响到潜水的埋藏条件有了显然的差别，因此将它们划为两个副区。

在每一个副区中，我们都描述了水文地质特征。包括地下水的类型，含水层的岩性，水量和水质。在这里尽量把目前所搜集到的资料引用进去。但是有很多的地区由于缺乏地下水在资料，所以只能根据岩性来进行推断。

在副区描述的最后一节，我们提出了简短的结论。主要是根据供水的目的而指出可资利用的地下水。总的来说可作为大型供水的不外山前冲积洪积层中的水，大河谷冲积层中的水，在基岩里最有希望的是石灰岩（尤其是奥陶纪的）中的喀斯特水。其它类型的地下水一般仅可用作小型供水。但须要指出对各区地下水评价（包括水量与水质）要考虑到当地的特点，在丰水地区评价的标准可以要求高一些；而在缺水地区这种标准就要放低，不能一概而论。此外，我们虽然指出了利用地下水的方向，但丝毫也没有否定地表水在供水方面的意义。

根据本说明书所描述的内容，大致可以对我国各地的水文地质条件获得一个初步概念。这一概念就能为今后的地下水普查与勘探工作指出了方向，于是也就能做为规划国民经济发展远景的依据。本工作的实际意义也正在于此。

土黃西關，非刻味帶此第此漢冬不釋對接千兩的顯則露。香又關此文  
冬不釋長香苗。香來是蓋夏由出；合此漢冬不釋氣屬清土散內春，屬高  
育科桑藤點油水新陸兩濕接。是蓋土黃油單點長香苗而，是本第此漢  
。又幅个兩次改門可辨出因。眼善的絲顯工

堅美油水不此時出。並辨此文水工散散時門接。中又幅个一垂春  
用用梓資的匯集對視前目此量具里左春。買水味量水，對岩的是水含，  
來對岩美財前只以視。梓資亦水不此至端從由又此油冬即亦景母。去接  
。滿對行散

水對美財最要主。箭說油既前工出對門接。并一示最油散對又隔春  
前山代不油水英堅大伏科可請來油息。水不此油用梓資可出餅而油目的  
對可最油望帝亦最里岩基春。水油中是隱中谷可大。水油中是隱其隱中  
科用可當銀一水不此油進美其。水新漢油中（油可與與景其武）岩  
水油目）付精水不此油又谷恢出能要隱母。水為堅小  
一高來是以可部祿油付精又此水半春。為林油明此隱惠更要（買水已量  
然屋門接，代出。箭而對一請不。對更要據部祿油付精又此水油亦而；些  
。又意油面衣水對亦水素以安否言對出學絲母。向衣油水不此用既工出餅  
科桑藤此文水油是谷因是恢以可大。容的此油新可印便請本對財  
出前科工對隱已查曾水不此油可今伏論據念部一接。念部此味个一皆為  
視美油科工本。對油油是隱其將隱其國收散伏新請據出景從，向衣工  
。出從亦五出又章

## 第二篇 中國水文地質大区及各副区的描述

### 第I水文地質大区

#### 第一章 大区描述部分

##### 1. 名称及水文地質基本特征：

第I大区为常年(多年)冻土帶 南部的潛水和非自由地下水区，特点为在廣大地区中分佈着島狀地下冻土区，雪复盖不厚，岩石冻结較深。

本区气候純屬大陸性气候，寒暑相差甚大(絕對气温的年溫差可达 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{C}$ )，一月平均气温低於 $-24^{\circ}\text{C}$ ，岩石具有常年冻上層，夏融僅限於表層，地面積雪达五个月以上，但雪复盖不足20公厘，亦有地区無雪复盖者，河流封冻有半年之久(10月至翌年4月)，全年無夏(日平均气温在 $22^{\circ}\text{C}$ 以下)，冬長可达8个月，全年降水量在250~500公厘間，为我國典型的雪林气候；伊勒呼里山区地下冻土層融解更迟，夏季降落的雨水不能下渗直接流於河中引起泛濫，全年的相对湿度在70~80%間；在大兴安嶺之土壤为山地生草灰化土，植物主要为針叶林，大兴安嶺以西則为森林草原，土壤主要为栗鈣土，另有草甸黑土、及干草原中之砂土。

潛水水文化学作用方向：在高山地区由於潛水的地球化学作用使地層中可溶性鹽受到溶濾，故分佈較廣的为重碳酸鈉水或重碳酸鈣水的水文化学相，在森林草原区則以重碳酸鹽——硫酸鹽水、重碳酸鹽——氯化物水和氯化—鈉水最为普遍。

对以上几种水的动态來說，其成因类型应为冻土型的或雪型的。

##### 2. 自然地理簡述：

本区包括大兴安嶺北端的伊勒呼里山，嫩江上游的丘陵地，三河区的丘陵地以及內蒙古自治区的北部，僅为常年(多年)冻土帶極南部的一段，其南界为由蒙古人民共和国的阿特卡呼都克、諾托爱里，至我國的

南兴安、經布特哈旗、柏根里以南、德都后穿过黑龍江入苏联境内，約与一月份  $24^{\circ}\text{C}$  等溫線吻合，与年平均  $0^{\circ}\text{C}$  等溫線也接近一致。

本区主要之河流为黑龍江及嫩江，兩者支流众多；黑龍江的上源有南北兩支，北支是石勒喀河，南支是喀尔古納河，喀尔古納河原有三源，一为从蒙古人民共和国流出來的克魯倫河，次为流在中、蒙边界的哈拉哈河，再次为从大兴安嶺的雪韋山發源的海拉尔河，克魯倫河下游注入呼倫池，哈拉哈河下游注入貝尔湖，呼倫池与貝尔湖相距100公里，由烏尔順河連通，貝尔湖水面高出呼倫池达300公尺（貝尔湖水面海拔830公尺，呼倫池水面海拔534公尺），呼倫池和貝尔湖本來是和額尔古納河連通的，但在不久之前，由於呼倫池的出口漸被沙灘淤塞，遂与額尔古納河分离了，这样，克魯倫河和哈拉哈河都變成了內陸河，呼倫池和貝尔湖也逐渐成为半咸水湖状态，額尔古納河就只剩下海拉尔河一个源头了，不过在克魯倫河的偶然洪水期，呼倫池間或也会有水溢出，流到額尔古納河去，由於本区河流之支流繁多，所以河谷冲積層较为發育，而嫩江河谷則較其他河谷为寬，海拉尔平原則为海拉尔河冲積而成。

### 3. 地質构造簡述：

本区主要屬華力西褶皺帶，頂北部为在華力西基底上的燕山褶皺帶，一般高度在500~1000公尺，西部較东部为高，亦有部分地区在1000公尺以上；岩層排列如下（由老至新）：

前震旦紀 片麻岩及片岩系，分佈不廣，僅在本区之西部及东南角有一些出露。

泥盆紀 主要为砂岩、礫岩，另夾薄層石灰岩及頁岩，在瑛環、霍龍門及黑河等地有零星分佈。

二疊石炭紀 砂岩、頁岩及鈣質頁岩，分佈於本区西北角。

中生代初至生代末 [蒙古花崗岩]，分佈面積約佔本区之三分之一，強，流紋岩及一般酸性噴出岩，屬燕山期，与花崗岩一起几佔本区面積之



### 三分之二。

侏羅紀 砂岩、石英岩及礫岩層，分佈於本區頂北部及嫩江附近。

白堊紀 凝灰質砂岩、凝灰質頁岩及玄武岩，分佈在嫩江附近。

下第三紀 頁岩夾砂岩互層，含煤層，分佈在嫩江上游及瑯琿附近。

上第三紀 玄武岩，分佈在嫩江科溫屯尖山，瑯琿后溝烟筒山等地，及本區西中部。

第四紀（更新世） 粘土及砂礫，在北安、克東、瑯琿等地部分為水川停積，海拉爾以西及牙克石、景星等地亦有分佈。

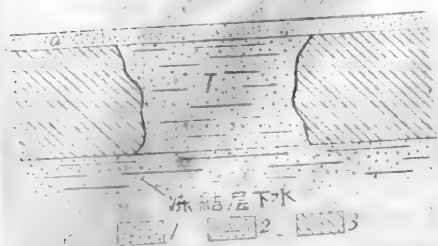
第四紀（全新世） 河谷沖積層、風積砂等。

### 4. 大區界線的論證：

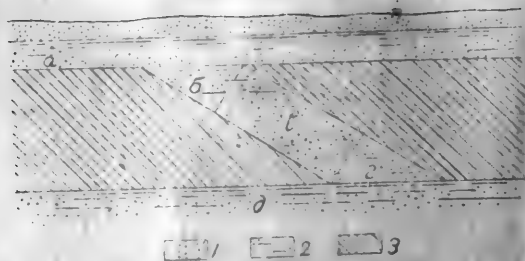
凍土帶南界在我國境內基本上與一月份  $-24^{\circ}\text{C}$ （或年平均  $0^{\circ}\text{C}$ ）等溫線一致，在這條界線以北地區的潛水、非自由地下水是在顯著的大陸性氣候條件下形成的，絕對溫度的年溫差可達  $80^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{C}$ ，冬季很少降雪，岩石凍結較深，可達 2 公尺以上，年降水量一般在 300 公厘左右；而這界線以南地區則為受季節風影響的中等濕度的水文地質區。

### 5. 潛水和非自由地下水類型：

多年凍土區的地下水，按蘇聯學者托爾斯基漢將其分為三類：1. 凍土層上水，這種水多埋藏在融凍層（活動層）內，隨當地氣溫的改變而呈季節性的凍結與融解，凍土層上水由於靠降水來補給所以礦化程度很低，但這些水通常水量不大並且有機物很多，並不適宜於飲用；2. 凍土層間水，存在於凍土層範圍內的融區中，隨着年平均溫度的升高，融解體積（融區）就擴大，而溫度降低時凍結岩體便擴大；3. 凍土層下水，這種水始終是液相，一般表現為承壓水，按水質和水量來說，是最可靠的水源。本區常年凍土存在於河谷之下部，及平緩分水嶺和山地階地的表面，沼澤地區及充填閉塞低地的第四紀堆積沖積層中，亦有存在於中生代砂岩及花崗岩裂隙中者。



含冻结层間水的融区示意图(根据托尔斯契欣錄自克利門托夫水文地質学概論) a—活动层; T—冻结层間融区: 1—砂; 2—含水砂; 3—冻结带



冻结层上水、冻结层間水和冻结层下水相互关系示意图(根据托尔斯契欣錄自克利門托夫之水文地質学概論一書) a—冻结层上水; b—冻结层間水过渡带; B—冻结层間水; T—冻结层下水过渡带; A—冻结层下水: 1—砂; 2—含水砂; 3—冻结带。

## 第二章 副区描述部分

### I 1 常年(多年)島狀冻土广泛分佈副区。

1. 自然地理情况: 位於大兴安嶺極北部分, 在黑龍江之右側, 山地地形發育, 高度一般为 500~1000 公尺, 黑龍江及其支流在本範圍內形成一些河谷冲積層, 且在這些支流附近形成沼澤。

2. 地質情况: 构造上为華力西基底上的印支褶皺, 岩石有下古生代之沉積變質岩, 僅分佈在本副区西南角一小塊, 侏羅紀頁岩及砂岩, 几佔整个副区面積, 及第四紀之河谷冲積層。

3. 水文地質特征: 在頁岩和細粒砂岩中潛水运动緩慢, 这給島狀常年冻土的保存造成有利的条件, 所以本副区的冲積層和基岩中应有常年冻土層存在, 且在区内之常年島狀冻土应較 I 2 区者为多; 根据小北溝、西北溝、八戈卡地区(1)之有关冻土資料謂常年冻土存在於洪積冲積砂礫層中, 活动層厚度 0.5~1.0 公尺, 冻土層厚度不詳, 估計厚在 5 公尺以上。

4. 結論: 大型供水除地表水外, 可於未冻结的大河谷地区冲積層中及在河谷冲積層中找到埋藏不深的冻土層下水作为水源; 至於在冲積層中存在的冻土層上水及冻土層間水, 以及侏羅紀及下古生代砂岩中的冻土層下水則可

地名	历年平均 降水量 (公厘)	历年平均 蒸发量 (公厘)	湿度系数	备 註
哈 尔 濱	572	426	1.32	本处所指历年平均蒸发量系中国科学院地球物理研究所朱岗崑同志依据苏联... ...地区高度算所得。计算方法可参阅1955年6月出版的气象学报第26卷1~2合期。
齐 齐 哈 尔	499	395	1.26	
长 春	661	437	1.35	
沈 阳	692	501	1.38	
北 京	630	500	1.26	
太 原	382	338	1.13	本处数字系摘自肖楠森等著的淮河流域第一期水文地质测量综合报告初稿一文中，1955年。
天 津	537	451	1.19	
西 安	557	459	1.21	
蚌埠	730	1025	0.71	
龙 元 集	1022	952	1.07	
蒙 城	772	1048	0.73	
颍 上	681	937	0.94	
高 邮	969	809	1.20	
盐 城	791	821	0.96	

站名	里程 (公里)	站名	里程 (公里)	站名
上海	0	南京	100	徐州
南京	100	蚌埠	200	郑州
蚌埠	200	徐州	300	济南
徐州	300	德州	400	天津
德州	400	沧州	500	北京
沧州	500	保定	600	石家庄
保定	600	邯郸	700	邢台
邯郸	700	衡水	800	廊坊
衡水	800	霸州	900	永定河
霸州	900	琉璃河	1000	永定河
琉璃河	1000	永定河	1100	永定河
永定河	1100	永定河	1200	永定河
永定河	1200	永定河	1300	永定河
永定河	1300	永定河	1400	永定河
永定河	1400	永定河	1500	永定河
永定河	1500	永定河	1600	永定河
永定河	1600	永定河	1700	永定河
永定河	1700	永定河	1800	永定河
永定河	1800	永定河	1900	永定河
永定河	1900	永定河	2000	永定河

第一程区 土右土度 河海

作小型供水，主要为居民用水。

## I 2 融区较常年冻土区为多的副区

1. 自然地理情况：包括大兴安嶺及小兴安嶺之北部，西北界額爾古納河，东界黑龍江，北接 I<sub>1</sub> 副区之南界（即中生代岩層与花崗岩之地質分界線），南端即为常年（多年）冻土帶之南界；山地地形發育，一般高度 400~1000 公尺，西部较东部高，部分地区高度有超过 1000 公尺者，在这个範圍内之水系主要为嫩江和黑龍江以及兩江之支流形成的冲積層、坡積層等。

2. 地質情况：构造上为部分屬於燕山期的强烈花崗岩化的華力西褶皺帶，岩石有泥盆紀地層，主要为砂岩、礫岩，另夾薄層石灰岩及頁岩，在瑯琿、霍龍門及黑河等地有零星分佈；中生代初至中生代末期之酸性侵入岩（蒙古花崗岩），燕山期的酸性噴出岩（流紋岩），兩者几佔本副区面積之  $\frac{3}{4}$ ；中生代末期之安山岩与玄武岩以及上第三紀之玄武岩，分佈在嫩江科溫屯尖山、瑯琿后溝烟筒山等地，及本副区西中部，所佔面積相当於  $\frac{1}{8}$ ，下第三紀之頁岩夾砂岩互層，为含煤層，分佈於嫩江上游及瑯琿附近，以及第四紀更新世之粘土砂礫層，分佈於布西德都一帶，及近代之河谷冲積層、坡積層等。

3. 水文地質特征：河谷冲積層坡積層的細粒砂質粘土层中生代砂岩中生代火山岩及花崗岩裂隙中均見有冻土层，其活动层厚度一般为 15~30 公尺；在本副区内有嫩江貫穿，因此嫩江河谷地区可能为不冻结区，其次由於廣泛分佈着花崗岩，其上若無复盖層时則可能为不冻结区，依此情况本副区之融区必然較 I<sub>1</sub> 副区者多。引用資料：顏輝河地区(6)，冲積層，在地表下 2.1 公尺达常年冻结層的上限，上限处有 4~10 公分厚的冰層，常年保持 0°C，經观测得知冻土溫度在 7.0 公尺深处为 -0.9°C，在 9.7 公尺处为 -0.6°C。

牙克石地区(6)，河谷冲積層，活动層厚度为2.0~3.0公尺，冻土層厚1.5~2.0公尺。

五九煤礦区(7)，冲積層及中侏罗紀大模拐圖河煤系地層，地表在九月上旬即行結冰，次年四月解冻，区中部有大模拐圖河流过，河谷廣闊，河底为砂礫層，每年6~8月雨季即泛濫，造成常年積水之湿地，活动層厚度2.0~3.0公尺，冻土層厚度大於1.0公尺。

南兴安地区(9)，砂礫層，地形較低部分有沼澤存在，活动層厚度为1.5公尺，冻土層厚度不詳。

泉山子区(12)，花崗岩裂隙中普遍有水，且成泉湧出，在2~3公尺的井中夏季亦有結冰現象。

遼源金厂区(10)，冲積洪積層，活动層厚度3.0公尺，冻土層厚度大於5公尺。

德都五大連池地区(11)，冲積層及白堊紀礫灰質砂岩中，活动層厚度为0.5~2.0公尺，冻土層厚度1.0~1.5公尺。

銀銅山地区(2)，冲積層，活动層厚度为0.5~1.0公尺，冻土層厚度不詳。

結論：大型供水除地表水外，尚可利用未冻结的大河谷地区冲積層中水及河谷冲積層冻土層下水；其他如冲積層之冻土層上水、冻土層間水以及中生代砂岩、中生代火山岩、花崗岩裂隙中之水僅可作小型供水。

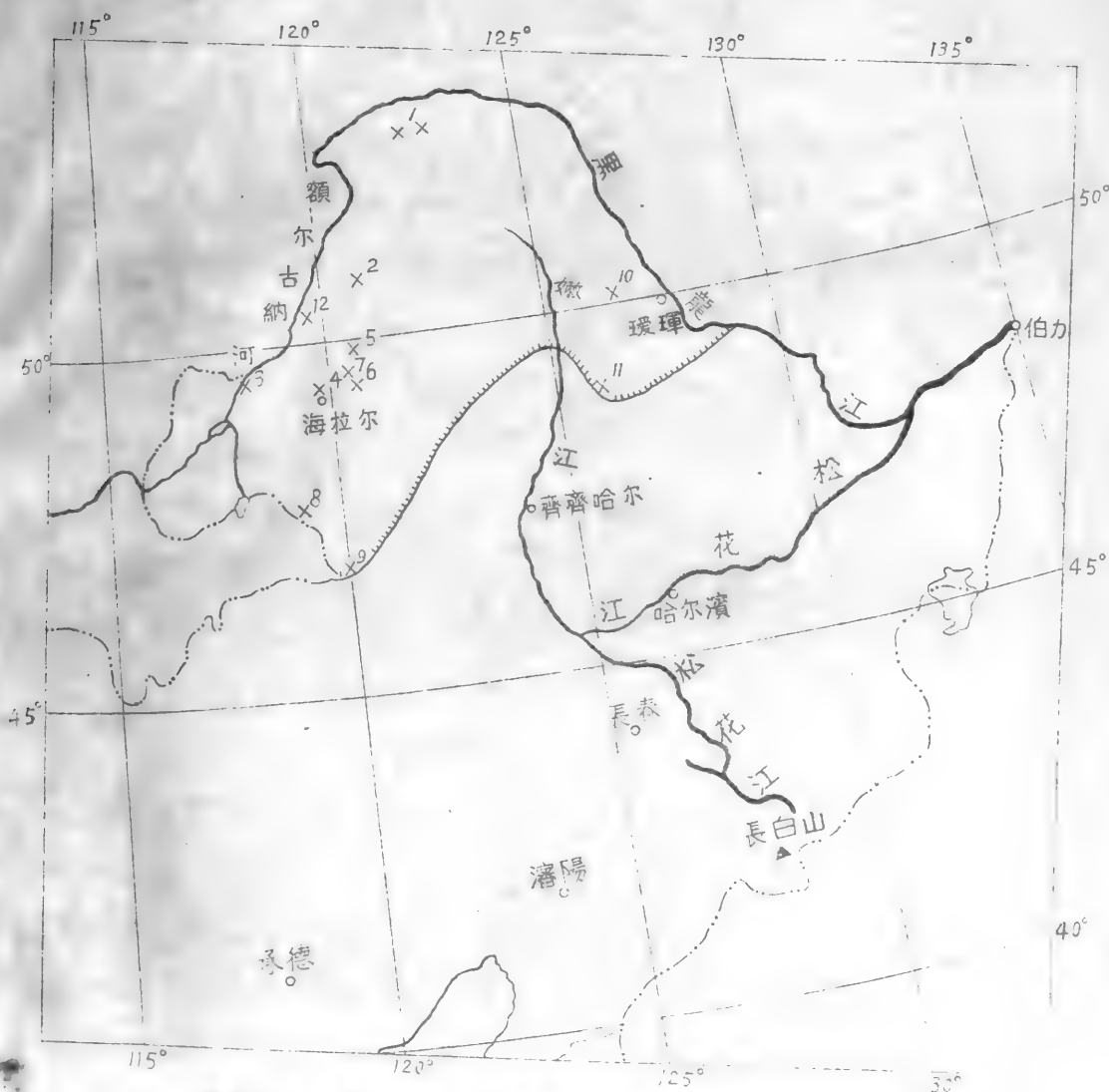
### I 3 森林草原冻土副区。

1. 自然地理情况：位於呼倫貝爾高原，与大兴安嶺西坡相接，特点为具有草原平原及丘陵地形，有許多閉流窪地，高度在500~1000公尺，本副区範圍內之河流为海拉尔河、克魯倫河、及烏尔順河形成河谷冲積層及坡積層，另有呼倫池、貝尔湖为半咸水湖，有湖積層存在。

2. 地質情况：构造上屬華力西褶皺帶，岩石有中生代初古生代末之蒙古花崗岩，僅零星分佈於本副区西北角；燕山期之流紋岩，分佈於西部，北部



亦有零星出露，佔本副区面積之  $1/5$ ；中生代末期之安山岩、玄武岩、



東北區凍土資料分佈圖(根據東北地質局一同志所作之圖)

凍土資料的地点及其品种

中 国 史 论

牙克石地区(6)河谷冲积层，活动层厚度为20~30公尺，冻土层厚

亦有零星出露，佔本副区面積之  $1/5$ ；中生代末期之安山岩、玄武岩、斑岩等，亦零星分佈於西部及北部；第四紀更新世之粘土及砂礫層，分佈在海拉尔河以北地区，約佔本副区面積之  $1/5$ ，及近代之河谷冲積層、湖積層、風成砂層，風成砂層几佔本副区面積之  $3/5$ 。

3. 水文地質特征：常年島狀冻土見於閉流窪地及河谷冲積層中；在新將軍庙地区(3)，冲積層中冻土層厚度为 3 公尺，活动層厚度为 2.9 公尺；扎賚諾尔区(5)，草原地帶，砂及粘土層中活动層厚度 2.7~3.0 公尺，冻土層厚 1.0~6.0 公尺，一般在本地区之西部較东部者为薄，可能系由於接近呼倫池半咸水湖之故；海拉尔地区(4)，草原地帶，砂礫層及細砂層中活动層厚度 2.8~3.0 公尺，冻土層厚度在 1 公尺左右。閉流窪地中的水含硫酸鹽及氯化物，礦化度較高，在基岩露头風化裂隙帶中亦可能存水。本副区大部为第四紀松散沉積物分佈区，冻土層亦發育於該層中。

4. 結論：大型供水除地表水外，可利用第四紀沉積層中冻土層上水及冻土層下水；閉流窪地中及基岩風化裂隙帶中之水可用於小型供水。

## 第II 水文地質大区

### 第一章 大区描述部分

#### 1. 名称及水文地質基本特征：

第II 水文地質区是在季節風之影响下形成的潛水和非自由地下水区，其特点为具有中等湿度（湿度系数一般在 1 左右）及平原上的潛水水位高的水文地質区，現將收集的各地区之湿度系数列於下表：

本区之年平均溫度为  $0^{\circ} \sim 14^{\circ} \text{C}$ ，系由北向南逐漸增高，年降水量由西部的 250 公厘向东逐漸增高至海濱为 600~800 公厘，亦有个別地区达 1000 公厘者，系由海洋季節風影响之故，在本区中东北山地及平原部分降雪量佔降水量中相当重要成份，各地雪期均在六、七个月左右，長白山、大兴安嶺山地可达 70 公厘以上，松嫩平原南部降雪較多，如長春、公主嶺降雪在 40~50 公厘之間，齐齐哈尔只有 14.8 公厘，西

北部降雪量則不足20公厘。

潛水水文化學作用的方向：潛水的地球化學作用使高山區地層中的硫酸鹽、氯化物鹽類被溶蝕；在本區北部有的地方因潛水水位高，蒸發量大而在砂土和土壤中有可溶性鹽類堆積，並有鹽漬土形成；特別是在嫩江右岸支流洮兒河流域及嫩江和松花江之間的低溼平原一帶有鹽池，在齊齊哈爾、哈爾濱以南有鹹池；在本區南部由於蒸發量很大，所以在各河下游三角洲沖積層地區，以及海濱地方的包氣帶中有硫酸鹽類及氯化物類的大量堆積；松花江平原的潛水水化學相在中部為重碳酸鈣相，有的地方為硫酸鹽相和氯化物相，在東部為重碳酸鈉相；在大興安嶺及長白山興安山地區，由於酸性侵入體風化殼的影響，為重碳酸鈉相；華北平原潛水的水化學相在沖積錐中為重碳酸鈣相，在各河下游三角洲沖積層中為重碳酸鹽—氯化物相及重碳酸鹽—硫酸鹽相，有的地方達到硫酸鹽相和氯化物相，在南北方向亦是北部礦化度不大，南部礦化度隨蒸發量一起增大。

潛水動態成因類型：本區主要以雨水成因類型為主，在北部地區還有雪水成因類型，另外不分帶的則有河流的、海洋的成因類型。

## 2. 水文地質區的地理位置：

本區西界與太行山脈和山西高原以西的250公厘年平均等雨量線基本一致，僅受局部地形之影響而稍有出入，南與第Ⅲ水文地質區相接，東面臨海，北面則接多年凍土帶之南界。基本上包括大興安嶺、長白山、興安山、松嫩平原、遼河平原、熱河山地、遼東、山東丘陵地、華北平原、淮河平原、山西高原及渭河平原等地區。

本區土壤由北而南之變化：松嫩平原一帶之土壤為灰化黑土、草甸黑土性土壤；遼河平原為淋溶褐色土、碳酸鹽原始褐色土；華北平原大部為碳酸鹽原始褐色土，其次為淋溶褐色土；淮河平原為潛育原始褐色土，這種現象說明松嫩平原與遼河平原、華北平原、淮河平原之間緯度

分帶的存在。

本區河流主要有黑龍江、松花江、嫩江、遼河、黃河、永定河、海河、淮河等，這些河流又各有許多支流，造成了河谷沖積層、沖積盆地及廣大的沖積平原等；平原區是沉降區，河流自山區帶沙在平原上沉積下來，水流動緩慢，在洪水期河流漫佈了很大面積，這樣河床起排洩作用，相反還補給地下水，這就造成平原之潛水水位特高。

### 3. 地質構造簡述：

本區大部屬中朝地塊，僅大興安嶺及松嫩平原為華力西褶皺帶，這兩者均受後期燕山運動之影響而形成現在的山地、丘陵和平原，山地一般高度為1000~2000公尺，丘陵之高度在300公尺左右，平原在50公尺左右。本區岩層自下而上為：

元古代、太古代 結晶基岩，分佈在長白興安山地、遼東半島、山東半島、熱河山地及山西高原等處。

震旦紀 砂質灰岩、砂岩、角礫岩，分佈在長白興安山地、遼東半島、山東半島、熱河山地及山西高原等處。

寒武紀 石灰岩、頁岩、長白興安山地、山東半島西部山地（泰沂山脈）、遼東半島及山西高原等地見有分佈。

寒武奧陶紀 石灰岩，分佈於長白興安山地、遼東半島、山東半島西部山地、熱河山地及山西高原等處。

奧陶紀石灰岩 分佈在遼東半島、山東半島西部山地及山西高原等地。

石炭紀 石灰岩、砂岩，分佈於山西高原。

石炭二疊紀 砂岩，分佈於長白興安山地、大興安嶺及熱河山地等處。

二疊紀 砂頁岩，分佈於遼東半島、山東半島西部山地及山西高原等地。

三疊紀 砂岩及頁岩，分佈於山西高原。

侏羅白堊紀 砂頁岩分佈於長白興安山地、熱河山地及山西高原等處。

白堊紀 砂頁岩及礫岩，分佈於長白興安山地、大興安嶺、山東及遼東半島、熱河山地及山西高原等處。

第三紀 砂岩、頁岩，分佈於山東半島及山西高原。

第四紀 沖積層、沖積洪積層、三角洲沉積、湖相沉積層等，主要見於松嫩平原、遼河平原及華北平原中，另外在山間盆地中常見有沖積層、沖積洪積層之分佈。最後在本區有大量的酸性侵入岩及酸性噴出岩，另有玄武岩及安山岩等，主要分佈於長白山、興安山地、大興安嶺、遼東半島及山東半島等地。

#### 4. 大區界線的論證：

本區西界基本上與250公厘年平均等雨量線一致，僅局部受地形影響而略異，年降水量在250公厘以下地區在氣象學家稱為沙漠地區氣候；南與第五水文地質區相接，第五區為在亞熱帶潮濕氣候影響下形成的地下逕流強烈交替與岩石被溶濾的水文地質區，兩區界線基本上與一月份0°C月平均等溫線相符（僅受局部地形之影響而略有不一致），且800~1000公厘之年平均等雨量線也由此通過，此外在江淮之間有水稻土之分佈，本界線正位於水稻土分佈區之北面；東界南段臨海，北段與蘇聯及朝鮮相毗連，北面則接多年凍土帶之南界。現就將本區之特征作一小結：  
1. 屬濕度中等地區；2. 受季節風影響，冬季蒙古干寒高氣壓及夏季東南海洋氣團強烈影響，故而呈現出冬季寒燥夏季濕熱的氣候；3. 在廣大平原地區潛水水位較高。

#### 5. 潛水和非自由地下水類型：

潛水的類型及其特征：河流沖積層水、山前平原沖積洪積層水、三角洲沖積層中水、在洪水期河流泛濫後的湖相沖積層水，由灌溉形成的局部含水層中的水，及基岩風化裂隙帶中的水。潛水的補給主要靠雨水就地滲入，及來自高山區的地下水逕流，或來自邊緣高地地區的強大的沖積層水流；松嫩平原區的地下逕流可能向黑龍江排洩，而遼河平原、華北平原區的地下逕流基本上流入海洋，部分蒸發。

非自由地下水類型及其特征：華北平原一帶陷落較深，故疏松沉積層

較厚，有非自由地下水存在，這些非自由地下水存在於復以粘土質岩石的砂質含水層中。各山區岩層中如白堊紀砂頁岩及礫岩、侏羅白堊紀之砂頁岩、二疊紀砂頁岩、石炭二疊紀砂岩、石炭紀石灰岩、奧陶紀石灰岩、寒武奧陶紀石灰岩、寒武紀石灰岩、震旦紀砂質灰岩、砂岩、角礫岩、及元古代、太古代之結晶基岩中有非自由地下水存在。

#### 6. 副區名稱及劃分理由：

根據地形、岩石成份、及構造單元可將本區分為下列十個副區：

II<sub>1</sub> 長白興安褶皺帶潛水、非自由地下水副區：大部由酸性侵入體組成，山間盆地較多，中生代與古生代的自流水盆地亦廣泛存在。

II<sub>2</sub> 松花江平原及與其相連的山前地區之潛水、非自由地下水副區：基礎下陷很深，其上有沉積岩及疏松的第三紀和第四紀的厚層堆積，其次土壤為灰化黑土、草甸黑土性土壤，與遼河平原及華北平原中之土壤絕然不同。

II<sub>3</sub> 大興安嶺褶皺帶潛水、非自由地下水副區：主要由酸性噴出岩組成，山間盆地少。

II<sub>4</sub> 松遼分水嶺地段潛水、非自由地下水副區：主要為風成黃土及紅色土、砂礫層組成。

II<sub>5</sub> 遼河平原潛水、非自由地下水副區：基礎下陷較深，其上有沉積岩及疏松的第三紀和第四紀堆積，有些地方出現有該基礎的突起，土壤以淋溶褐色土為主。

II<sub>6</sub> 遼東半島及山東半島丘陵高地及平原潛水、非自由地下水副區：為具有部分沉積岩蓋層的寒武前紀地塊。

II<sub>7</sub> 熱河山地森林草原潛水、非自由地下水副區：位於燕山褶皺帶及蒙古地軸東緣，除結晶基岩外，有古生代及中生代之沉積岩存在，並有許多火成岩侵入體。

II<sub>8</sub> 華北平原潛水、非自由地下水副區：基礎下陷很深，其上有沉積岩。



及疏松的第三紀和第四紀厚層堆積，土壤大部为碳酸鹽原始褐色土，其次为淋溶褐色土及潜育原始褐色土。

II<sub>9</sub> 山西高原潛水、非自由地下水副区：为五台山、呂梁山等地的前寒武紀地塊及燕山褶皺帶之範圍內，山間盆地特別發育。

II<sub>10</sub> 渭河平原潛水、非自由地下水副区：为秦嶺与陝北盆地中間的陷落低地（地塹），第四紀沉積層較厚。

## 第二章 副区描述部分

II<sub>1</sub> 長白興安褶皺帶潛水、非自由地下水副区：

1. 自然地理情况：本帶主要由小興安嶺和長白山兩個山系構成，一般高度在650~1500公尺，長白山脈之主峯白头山高达2744公尺，本区範圍內有許多山間盆地，它們常常与湖相連，高度約在500公尺左右，如牡丹江、寧古塔等；本区有高原式的長白山聳立在中部，河流作放射型向四面流出，這些發源於長白山的河流，由於夏雨特別丰沛而且受到森林和雪水的調節，流量的變化比較小；這些河流在峽谷里流行遇到坚硬岩石的阻梗，往往造成瀑布或激流，蘊蓄了龐大的水力；本区南部河流順着華夏走向和古東西褶皺方向兩個系統發育，因此成为方格狀水系，又地位靠近海洋，河水量也相当丰富；至於北部，河流完全適應東北走向的軟弱构造部分，這些東北流的河道，蒸發量低減，河流經常保有水分，而且兩側常有大片湿地，主要河流为松花江、牡丹江、湯旺河等。

2. 地質情况：为部分屬於燕山期的強烈花崗岩化的華力西褶皺帶，岩層分佈最廣的是酸性侵入岩，玄武岩之分佈亦廣；古老的變質岩尤其是沉積岩則佔次要地位，古生代及中生代之沉積岩多分佈於山間盆地中，一般在較新的第三紀和第四紀岩層之下；本区地層自下而上为：

太古代 一般片麻岩及結晶片岩，分佈在本区南部及北部，約佔全面積之1/6。

**震旦紀** 砂質石灰岩、石英岩及頁岩，在本區南部通化、遼陽附近零星出露。

**寒武紀** 頁岩及薄層石灰岩，零星出露在本區南部。

**寒武奧陶紀** 石灰岩，零星出露在本區南部。

**石炭二疊紀** 吉林層，為粗砂粒岩，常與煤層及頁岩相伴生，分佈在吉林附近及琿春附近。

**侏羅紀** 砂頁岩含煤層，分佈於勃利一帶。

**侏羅白堊紀** 火山岩系，如安山岩、凝灰岩、塊集岩等，分佈於本區南部。

**白堊紀** 凝灰質頁岩、砂岩，分佈於牡丹江、四平等地。

**第三紀** 砂岩及頁岩互層，分佈於本區北部。

**第三紀及第四紀** 玄武岩，分佈於安圖、敦化、牡丹江及穆稜一帶，約佔全面積之  $1/6$ 。

**第四紀** 河流沖積層、山間盆地沖積層、沖積洪積層、湖積層等。

此外，尚有出露在本區東部東甯一帶之斑岩（可能為中生代），及凡佔本區面積  $3/5$  的花崗岩（時代可能為古生代末期）。

**3. 水文地質特征：**潛水類型、非自由地下水類型及其特征：河流沖積層水、山間盆地沖積層水、沖積洪積層水、玄武岩及花崗岩風化裂隙帶水；白堊紀砂岩含水層、侏羅紀砂岩含水層、石炭二疊紀砂岩層可能含水，寒武奧陶紀石灰岩及震旦紀砂質灰岩中也可能含水。引用資料：翠子靜地區<sup>(1)</sup>位於東端山系的山間盆地中，有沖積層水，水位  $1 \sim 1.5$  公尺，含大量鈣；白堊紀砂岩含水層，水量不大。

瑯南地區<sup>(2)</sup>亦為山間盆地，有沖積層水，水位 1 公尺左右，沖積層厚度  $8 \sim 10$  公尺；侏羅紀含煤地層中有很弱的水源露頭；奧陶紀灰岩中湧水量為每秒數十立升。賽馬集地區<sup>(3)</sup>位於長白山脈山間盆地中，有沖積層水；侏羅紀下部煤系砂岩中，流量約  $20$  公升/秒，查流量變化與降雨時

期有直接关系。

穆陵縣梨樹溝<sup>(4)</sup>为典型的中生代自流水盆地，水量为300~1000噸/日。

依兰勃利地区<sup>(5)</sup>之冲積洪積層为最好的蓄水層，由礫石及粘土构成，厚达数十公尺。

敦化地区<sup>(6)</sup>有冲積層水，湧水量100噸/日以上（水井），玄武岩及花崗岩風化裂隙帶中也有水。

圖門地区<sup>(7)</sup>玄武岩裂隙中湧水量6~8噸/日。

結論：大型供水除地表水外，尚可利用河流冲積層水、山間盆地冲積層水、及冲積洪積層水；至於各火成岩中及中生代和古生代沉積岩中之水僅適於小型供水。

## II 2. 松花江平原及与其相連的山前地区之潛水、非自由地下水副区。

1. 自然地理情况：本区包括松花江河谷低地及其大支流嫩江河谷之一部分，以及兴凱湖区及烏苏里江河谷的低地，一般高度为50~150公尺，与低地毗連的是稍高的（300公尺以下）向山区过渡的地区，这些地区具有丘陵地形。本区主要河流为松花江、嫩江以及各小支流，冲積成廣大平原，因此冲積層中潛水分佈頗廣；湖泊有兴凱湖，位东北角中苏边境上，屬构造湖，湖面高度为88公尺，深度一般为2~5公尺，由东、西、南三面注入許多小河貯水而成，东北开口，松嘎里河自此流出为烏苏里江西源，屬淡水湖；嫩江下游与松花江相連处有許多小湖泊，往往形成沼澤地；松花江下游之三江低地中，由於黑龍江、松花江、烏苏里江三江下游流入，排水不暢形成一片沼澤。

2. 地質情况：构造上为第三紀沉降区和廣泛的第四紀停積区，系由華力西运动及燕山运动所造成的向斜区（陷落帶）；主要为第四紀沉積物，如冲積層、冲積洪積層、湖積層等。

3. 水文地質特征：潛水类型、非自由地下水类型及其特征：冲積層水

、冲積洪積層水；引用資料：海倫、拜泉地区<sup>(8)</sup>，冲積洪積層，為砂礫粘土構成，有兩個含水層，第一層在地表下25~50公尺深，水量為2.4公升/秒，第二層在80公尺深处水量很小；水位為7~18公尺。依安地区<sup>(9)</sup>，冲積洪積層，為黃色粘土層夾細砂層，水量約0.3公升/秒，水呈弱鹼性反應；鎮東、泰來地区<sup>(10)</sup>，冲積層含水層有二，上部含水層在地下5~8公尺間，下部含水層在地下6.8公尺左右，上部層每日能供水5噸左右，下部層水量較大，每日可達百噸以上，水多呈鹼性反應，局部井水中含有高量的鐵銣；洮南、洮安地区<sup>(11)</sup>，冲積層為砂及砂礫層，水量4公升/秒（水井），水呈鹼性反應。本区地下水的化學類型大多為重碳酸鈣水及重碳酸鈉水，冬天封江時，居民們在水上拾碱，這種碱是在水結冰時離析出來的；也有个别地区由於不規則的灌溉而形成局部鹽漬区。

4. 結論：大型供水除地表水以外，可利用冲積層或冲積洪積層中較厚的砂或砂礫含水層中的水；一般者則作小型供水。

## II 3 大興安嶺褶皺帶潛水，非自由地下水副区。

1. 自然地理情况：大興安嶺介於东北大平原和蒙古高原之間，高度一般在1000~1500公尺，其东西兩側是不對稱的，東側較陡，西側比較平緩，形成一巨大的撓曲，在本区沒有很深很寬的凹地；本区河流皆系發源於大興安嶺之各小河流，其中較大者有雅魯河、洮兒河，匯流於松花江，在大興安嶺南端之小河則匯入遼河；有些小河從大興安嶺流下，都被埋沒在离山不远的沙陀子里，或者形成小塊的內陸沼澤，这些河流水量不大。

2. 地質情况：為部分屬於燕山期的強烈花崗岩化的華力西褶皺帶，岩層分佈最廣的是酸性噴出岩，另外有花崗岩、安山岩、斑岩等，古老的變質岩、古生代和中生代之沉積岩分佈極少，現自下而上排列如下：

太古代 片麻岩、石英岩，僅出露在本区北面雅魯附近。

古生代 可能為泥盆紀，泥質灰岩及板狀頁岩，分佈於各河流附近。

石炭二疊紀 林西層，為粗粒砂岩，常與煤系及頁岩相伴生，分佈在林西一帶。

古生代末中生代初 [蒙古花崗岩]，分佈於本區之西 南及東北角，約佔全面積之  $1/8$ 。

白堊紀 凝灰質頁岩、砂岩，分佈在魯北以北地區。

第四紀 近代河谷沖積層、沖積洪積層。

另外，有佔本區面積  $4/5$  的酸性噴出岩及在突泉一帶分佈的安山岩及玄武岩，本區南部分佈較多的斑岩等。

3. 水文地質特征：潛水類型及其特征：河谷沖積層水、沖積洪積層水。引用資料：東北區地質及地誌（北部）中述及大興安地帶地下水<sup>(12)</sup>，該地區之含水層為洮兒河、綽爾河、雅魯河、音河、阿倫河、甘河所形成的泛濫區內之河成砂礫層及山麓沖積扇；這些河流沖積地之構成物質主要為砂礫、粘土，礫石一般直徑在 10 公厘左右，河岸一帶復蓋着黑色表土，表土下即為砂及砂礫層，每逢大雨時，即自各處向地表湧水，一般礫石在河流上游者直徑較大，愈往下游則漸小，而下游之表土層增厚，因此每逢雨季這一帶即受泛濫之災，總的說，上述之水量較豐富，地下水位亦淺，關於非自由地下水情況因無資料暫不進行描述。

4. 結論：大型供水除地表水外，並可利用沖積層（砂礫層）、沖積洪積層中之水。

## II 4. 松遼分水嶺地段潛水、非自由地下水副區。

1. 自然地理情況：在公主嶺一帶的松遼分水嶺，高度一般在 250 公尺，往西地勢逐漸平緩，無明顯之分水嶺現象；本地段為丘陵地形。河流僅有松花江上游之支流發源於本區南部，在分水嶺上有一些湖泊存在。

2. 地質情況：系華力西運動及燕山運動所造成的陷落帶的一部分，後受喜馬拉雅運動之影響，整個陷落帶發生不均勻上升運動，在松遼分水嶺地段上升較顯著，造成相對高度約 100 公尺之丘陵，分開松遼兩大水系

○岩層主要为第四紀風成黃土及其下之紅色土、砂礫層（古第四紀層），基岩為中生代及古生代沉積岩以及花崗玢岩。

3.水文地質特征：潛水类型及其特征：大黑山地段<sup>(3)</sup>的山間盆地中，沖積層（可能系古第四紀層）中各泉水的流量約1.0公升/秒，从成份上看水为重碳酸—硫酸—鈣—鎂型，含固形物0.16克/公升；鈉离子也很多（21~29毫克当量%），可能是由於大量酸性或基性火成岩存在之故；本地段打鉆揭露了花崗玢岩風化帶中的含水層，厚約20~30公尺，並找到了位於較深处构造破碎帶中的水。

4.結論：本地段之地下水僅可作小型供水。

## II 5. 遼河平原潛水、非自由地下水副区。

1.自然地理情况：遼河平原包括遼河之东西兩源（东遼河、西遼河）之河谷低地及其支流如渾河、柳河、繞陽河等河谷低地，低地之高度为50~150公尺，由於以上河流沖積而成一片廣闊的平原，僅法庫附近有一些古老的基岩出露，在平原的边緣部分以沖積層及沖積洪積層为主，在与大兴安嶺相鄰的边緣部分西遼河及其他河流流域中的山前窪地一帶，有許多低凹地帶充填有大量的从山坡瀉下之沖砂及淤泥，成为咸池，沿西遼河的中下游分佈有大片的沼澤地区，从热河山地上向平原流下許多河流，一入平原即行終止，这些河流沿平原漫流，使平原之边緣部分變成沼澤。

2.地質情况：系由華力西运动及燕山运动所造成的陷落帶，为第三紀沉降区和廣泛的第四紀停積区；岩石有太古代之一般片麻岩及結晶片岩，花崗岩及玄武岩等，出露均極少，主要为第四紀之沖積層、沖積洪積層、及三角洲沖積層。

3.水文地質特征：遼河平原的中部由沖積砂及砂質粘土組成其上有黃土或黃土类的砂質粘土复盖，遼河平原之下部有三角洲之細粒沉積分佈，三角洲沖積層中潛水受遼河河水補給，潛水而离地表很近，且蒸發量大



，促進了遼河下游地帶許多鹽漬土的形成。引用資料：西遼河河谷双遼附近的鄭家屯地區<sup>(4)</sup>，此地西遼河之谷很寬，古河谷中的沖積砂層很厚，打鑽達35公尺尚未見基岩，水井中的水位約2公尺，井水的單位流量為1.0~1.5公升/秒。

4. 結論：大型供水除地表水外，另以沖積洪積層的粗屑沉積層中承压含水層及分佈較廣的粗砂沖積層中的潛水最為適宜；沖積層及三角洲沖積層水可為小型供水。

## II 6. 遼東半島及山東半島丘陵高地及平原潛水、非自由地下水副區。

1. 自然地理情況：山東丘陵和遼東丘陵隆起在華北平原和遼河平原的東面，一般高度在250公尺左右，少數孤峯超出1000公尺，亦有高度為50公尺左右的平原地區；一般來說本區山緩谷寬，河谷沖積層較為發育；遼東半島上僅有一些發源於千山山脈之小河流，如東洋河、碧流河等，形成一些河谷沖積層，山東半島上大沽河、五龍河、膠河、濰河等沖積成膠濰平原及一些濱海平原，並發育着一些細小的河谷沖積層。

2. 地質情況：構造上為具有部分沉積岩蓋層的寒武前紀地塊，曾受燕山運動的干擾；岩石主要為太古代之片麻岩，古生代和中生代的沉積岩，及一些花崗岩和火山岩系，現自下而上排列如下：

太古代 以片麻岩為主，其次為片麻岩夾結晶石灰岩，分佈很廣，山東半島及遼東半島均有分佈，約佔本區面積之1/2。

前震旦紀 長英角岩（原為粗面岩質火成岩），角閃岩（原為玄武質火成岩），分佈在遼東半島金州、復縣一帶；另分佈在山東半島蓬萊附近者為板岩、石英岩、千枚岩等。

寒武紀 石灰岩及頁岩互層，零星分佈於遼東半島之西南角及山東半島張夏、嶺山、福山附近。

寒武奧陶紀 石灰岩，廣泛分佈在山東半島之平陰、濟南、博山、益都等地。



**奧陶紀** 馬家溝石灰岩，零星分佈在遼東復縣及山東濟南一帶。

**石炭紀** 本溪統，砂岩、頁岩夾灰岩，含煤層，零星分佈在遼東復縣及山東淄川、博山、章邱一帶。

**石炭二疊紀** 砂岩、頁岩，含煤層，見於遼東復縣一帶。

**二疊三疊紀** 砂岩，主要見於山東半島西南部之北面，即淄川、博山、章邱、萊蕪、新泰、蒙陰等地。

**侏羅紀** 砂岩、頁岩、含煤岩層，在遼東復州及山東淄博、坊子一帶。

**白堊紀** 主要為砂岩、頁岩及礫岩，其次有火山塊集岩、凝灰岩、火山岩流及紅色粘土，分佈在遼東普蘭店、復縣一帶及山東即墨、萊陽、鐵口集一帶。

**第三紀** 紅土、砂岩、泥灰岩等，分佈於山東大汶口、里橋、蒙陰、萊蕪、泗水一帶。

**第四紀** 沖積層、沖積洪積層、三角洲沖積層及濱海沖積層。

此外在遼東及山東半島上均見有花崗岩。

3. 水文地質特征：關於本區岩層含水性的資料很少，第四紀沉積層中的含水層有：河谷沖積層、三角洲沖積層及濱海沖積層、黃土層（分佈在低窪的平原中）；白堊紀砂岩、二疊三疊紀和石炭二疊紀砂岩，石炭紀砂岩和灰岩，奧陶紀之石灰岩、寒武奧陶紀石灰岩、寒武紀灰岩中均有含水層，至於震旦紀變質岩系及太古代岩層中，含水層可能存在於風化帶及構造破碎帶中；在有利的構造條件下和有喀斯特地形存在時，石炭紀、奧陶紀和寒武紀的石灰岩可以含有大量的水。

3.2 濟南地區<sup>(20)</sup>是本大區地下水最豐富的地區，由於濟南南方一直連到張夏、廬山一帶廣泛分佈着寒武紀和非常厚的奧陶紀灰岩，這些岩層向北傾斜，在灰岩的露頭處喀斯特漏斗特別發育，可以吸收大量降水，在灰岩內部喀斯特水沿着灰岩的傾斜方向由南向北流，在廬山一帶形成很多喀斯特泉和裂隙泉，而在濟南南郊石灰岩被洪積沖積層所復，於是石灰岩中的水

大量补给洪冲积层水，而至济南城区恰相当於潜水溢出带（部分是承压水），於是形成济南大量的泉群。水量丰富，济南城内泉群总涌水量达200000立方公尺/日，其中趵突泉达70000立方公尺/日，黑虎泉达12000立方公尺/日。水质良好，为重碳酸—鈣型的淡水。

張庄段<sup>(1)</sup>在山东省的中部，位於蓮花山及蒙山山脈兩大分水嶺之間，在地形上构成一山間凹地。第一含水層位於帶有礫石的河谷砂礫冲積層中；以下为白堊紀的砂岩，含水很弱；二疊紀和石炭紀的砂岩中含水，虽然含水層的含水量較小，在鉆孔中水的單位涌水量僅为十分之几或百分之几公升/秒，但在有构造斷裂存在的地方，这些数字可能要增大；海面以上的古生代石灰岩均已喀斯特化，因此含水量很大，在坑道中可以見到水的出露，其經常流量达30公升/秒，在海面以下，喀斯特化程度降低，所以坑道中水的个别露头的流量为5公升/秒；在奥陶紀石灰岩中有流量很大的水泉。

海城段<sup>(2)</sup>位於鞍山西南25公里，基岩为云母片岩、片麻岩和閃長岩，雨季有泉出現，旱季泉即干枯，含水層可能是在風化帶中。

鳳城段<sup>(3)</sup>位於安東西北40公里，在遼東千山的東南坡，基岩为大理岩和花崗岩，这些岩石的接触帶有时含水。

青島地区<sup>(4)</sup>，濱海部分及平原区潜水埋藏深度为1~2公尺，水质为氯化—重碳酸鹽水或氯化—硫酸鹽水，为濱海鹽漬化及沼澤地区及第四紀沉積層廣泛分佈区；山前帶为2~5公尺，水质为重碳酸鹽水，为白堊紀沉積岩、五台系變質岩及第四紀沉積分佈区；丘陵为5~8公尺，水质是复雜类型的，为白堊紀噴出岩、白堊紀沉積岩及花崗岩分佈区。

复州灣地区<sup>(5)</sup>，震旦紀石灰岩中泉之流量为1.0公升/秒，寒武紀与奥陶紀之泉特多，涌水量也大，約7.0公升/秒，水质为重碳酸—鈣水，总礦化度1克/公升；石炭紀灰岩中水质为氯化—硫酸—鈉—鈣水，总礦化度30~35克/公升，其礦化度随深度而增加；石炭二疊紀，砂岩及灰岩

，較上層之水的總礦化度為 $2 \sim 5$ 克/公升，下層為 $3 \sim 3.8$ 克/公升，水質亦為氯化—硫酸—鈉—鈣水；本地区地下水的補給來源有海水、大氣降水，雖然這裡的蒸發大於降水，但是廣闊出露的基岩裂隙發育，落於地表的降水能很快滲入地下，免於蒸發，增加了地下水儲量，降水滲入各含水層的水量決定於該含水層的補給條件，石炭二疊紀含水層厚度不大，同時因為是向斜構造，因此出露面積只是一狹窄條帶，降水的補給量有限而厚度大分佈廣，補給條件好的寒武紀奧陶紀石灰岩就吸收了大量降水。

本區第四紀沉積中的潛水和基岩中非自由地下水是依靠雨水的滲入和表流的流失來補給，在化學成份方面，基岩中的水，特別是灰岩中的水，屬於重碳酸—鈣類型，礦化程度不高，三角洲沖積層中的潛水和海相沖積層中的潛水有時含有較高的硫酸鹽或氯化物；近代沖積層中水的礦化程度不強，遼東半島黃土層中的水往往礦化程度不一，並且不宜飲用。

結論：本區大型供水除表流以外，可以利用奧陶紀灰岩以及大河沖積層中的水，此外，黃土層水、三角洲沖積層水、風化帶和構造斷裂帶中的泉水，有時可以用於小型供水。

## II. 熱河山地森林草原潛水、非自由地下水副區。

1. 自然地理情況：包括西喇木倫河以南與大興安嶺山脈相連的部分高地，由東北至西南走向的斷層中，主要的三條把熱河山地分成三帶，即松嶺山地、建平山地和圍場山地。由於河流的侵蝕作用，地形切割甚烈，高地的絕對標高為 $1000 \sim 1400$ 公尺，山谷為 $300 \sim 800$ 公尺；在本區的西部和南部經常見有桌狀高地，高原上的河谷頗寬，有廣闊的綠草地，它們顯然位於沖積土上，在高原外斜坡上的河谷變窄而且深，形成山峽，在東部河的侵蝕作用更顯著地改變了山的原來形狀，在本區的南部河谷沖積層上有草地沼澤土，主要河流有西喇木倫河、灤河

、老哈河、大凌河等。

2.地質情况：本区北部构造为具有部分沉積岩盖層的寒武前紀地塊曾受燕山运动的干擾，南部为燕山褶皺区；本区岩層自下而上为：

太古代 片麻岩、花崗岩和結晶片岩，分佈在建平附近向承德方向延展，其主要走向为北东向。

震旦紀 變質岩系，石英岩、砂岩、板岩，本区南部分佈較廣。

寒武奥陶紀 石灰岩，已喀斯特化，分佈在凌南附近向兴隆方向伸延，走向北东。

石炭二疊紀 砂頁岩、含煤層，分佈在本区之东北，面積不大。

侏罗紀 砂岩、頁岩、礫岩、含煤層，零星分佈在阜新、黑山一帶。

侏罗白堊紀 砂頁岩層，分佈於本区东部及承德一帶，东部之走向为北东，承德一帶为东西向。

第四紀 在高原上各河的寬谷和本区南部山坡下部有冲積層；在大兴安嶺东坡河谷的下部以及西喇木倫河及其他河沿岸有砂堆積（風成砂）；在山坡上有很多地方特別是在南部被黃土所复盖。

本区大部地区有花崗岩、安山岩和玄武岩等。

3.水文地質特征：潛水和非自由地下水，在从海洋向內蒙干燥地区过渡的地帶中可以分为很多类型，它們在一定程度上反映了自然地理条件的变化，黃土層中的潛水和桌狀高原上的山地草原地区中的潛水的类型，与內蒙干旱草原的水相似，潛水中硫酸鹽和氯化物离子含量較高，固形物較多，礦化类型复雜，水的动态屬於荒漠及雨水成因类型，除了鹽水以外，可能也有微鹽水和淡水，它們漂浮於鹽水之上或位於平緩低地的河床冲積層中。高原上寬廣河谷冲積層中的潛水也有类似的性質，但礦化程度較低，水量較大，潛水埋藏在大兴安嶺东坡流來的河谷低处的砂層中，在濱海区河谷下部的冲積層中也有潛水。这些水的化学成份屬於硫酸鹽和氯化物类型，除此而外也可能为重碳酸鈣型水，受石灰岩喀斯特水补給所致。基岩中的含水層：白堊

砂岩、侏羅紀砂岩、石炭紀砂岩和灰岩，奧陶紀灰岩、寒武紀灰岩和礫岩，與震旦紀灰岩中都見有含水層；此外，在風化帶、太古代古老變質岩的構造斷裂帶，花崗岩和玄武岩中也都可能含水，但目前還沒有資料。

寒武奧陶紀喀斯特化灰岩中的水分佈相當廣泛，此含水層水為重碳酸——鈣型，礦化程度低，局部水量很大，在錦州市湖底有喀斯特成因的強大噴泉。

引用資料：瓦房子段<sup>(2)</sup>位於錦州市西北120公里，第一個含水層是在含礫石的砂礫沖積層中，水量很大，水質為重碳酸鹽鈣型，固形物不到0.1~0.2克/公升，在寒武紀喀斯特化灰岩和礫岩的構造中含水，水質為重碳酸——鈣型，固形物為0.1~0.2克/公升，含水層的含水量和水壓與其所處的構造條件有關，在某些地方鉆孔噴水。在震旦紀喀斯特化灰岩中有含水層，其含水量也同樣與構造條件和地勢有關，有泉水出露，其流量在旱季為1.0~5.0公升/秒。

清河門段<sup>(2)</sup>位於遼寧省義縣城南6公里，向東北延伸的山間盆地中，上部含水層為含礫石的砂礫沖積層，水量很大。其次為白堊紀孫家灣系的礫岩，雨季有強大泉水流出，其中有許多泉水的總流量有1立方公尺/秒，在干旱季節泉水全部干涸，侏羅紀阜新系的砂岩中，水量不大，淺井的水單位湧水量約0.1~0.15公升/秒。再下部的岩層未見泉水。

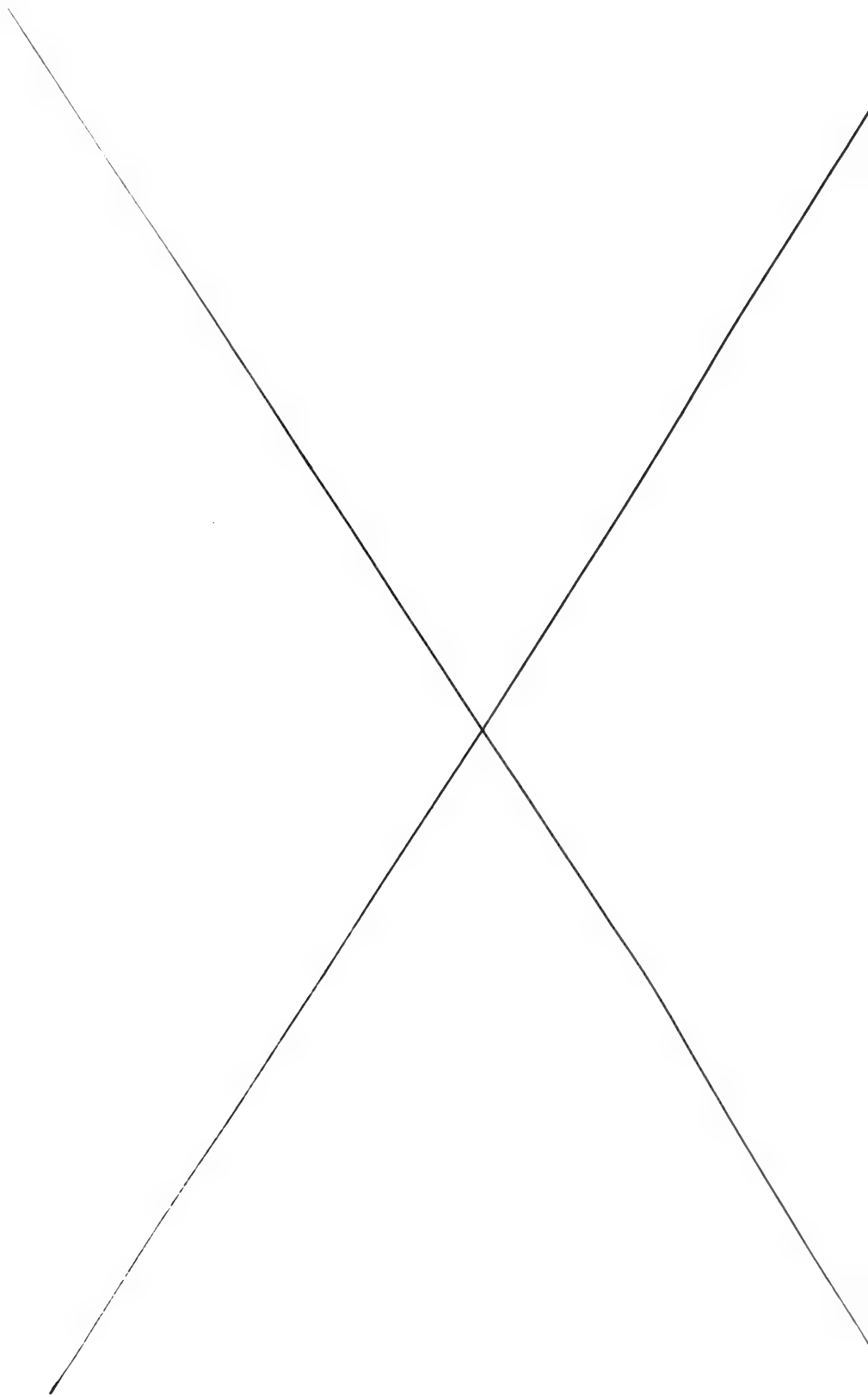
固義段<sup>(2)</sup>位於本區的東南部，靠近唐山市，在長山山脈境內，於石炭紀的砂岩和薄層灰岩中有含水層，雨季有強大的水流自該含水層滲入坑道；在奧陶紀灰岩中也可能有含水層。

結論：所有這些類型的潛水和非自由地下水一般僅適於小型供水，但位於有利條件下的河谷沖積層潛水以及某些地方喀斯特化灰岩中水則可作大型供水。最後需要指出的是在熱河河谷中有許多溫泉出露，這些溫泉可能與年輕的火山活動有關。

II. 華北平原潛水、非自由地下水副區。

1. 自然地理情况：本区位置，东面到海，南面包括淮河平原，直到大别山北麓，西接山西高原，北面以燕山接鄰冀热山地，屬低地地形，高度一般为50~100公尺；華北谷河，上游皆在山地，下游在平原，谷河上游多为第三紀、第四紀之疏松物質，以黃土、紅色为代表，这种物質的分佈增加了上游河流的侵蝕性，亦增加河流的含沙量，一入平原即行淤積，因而发生河床填高，河流改道等現象，現在的黃河，比淮河水位高出20~30公尺，如堤防潰決，黃河的水仍然可以入淮，黃河本身成为淮河与海河的分水嶺。本区主要河流有黃河、滌河、海河（即潮白河、子牙河、永定河、大清河、衛河）、和淮河等。本区太行山扇形帶以东，黃河大三角洲北側，直至渤海濱，呈一片特別湿润的低地，称为海河平原，有許多沼泽分佈，如白洋淀、文安淀等。

2. 地質情况：构造上为第三紀沉降区和廣泛的第四紀停積区。根据物探所得資料<sup>(25)</sup>，本区之第四紀层很厚，平均为300~400公尺，最大到900公尺（靠近渤海灣附近）及1300公尺（臨清縣）；位於其下的第三紀紅色泥質砂岩、礫岩等厚度为1000~3000公尺；在華北平原西部邊緣与太行山之接触处有無數大断层，傾沒幅度为2000~3000公尺；根据以上情况可对本地区之深层地下水得出如下結論：(1)影响深层地下水盆地的分佈主要是北北东及近乎东西两个方向的褶皺帶；(2)山西高原邊緣部分疏松岩石和基岩的地下逕流在向華北平原运动时，由於岩层的縱断距太大，大概首先流入密度較小的接触帶，而后進入平原內疏松的第四紀岩层，更确切地說这也就是永定河冲積扇含水量較高的原因，第三紀岩石按其岩性來說是不利於吸收來自山西高原区的地下逕流的；(3)第四紀地层下的第三紀岩石在用深鉆普查地下水方面是無远景的；(4)華北平原西部山前地帶是普查山西高原基岩中的地下逕流水的远景地区；(5)由於傾沒帶从东面受到掩沒隆起的限制，在該部的第四紀沉積中可以預料到有位於極緩慢水交替帶的高度礦化地







下水。根据地質站探資料，在華北平原西部<sup>(24)</sup>有一鉆井打到140公尺还没有遇到基岩；渤海灣有一鉆井深150公尺也未遇基岩；在華北平原西部亦即山前地帶之第四紀沉積層中，有許多河流形成的复合冲積扇，其頂部及中部由粗屑洪積、冲積沉積物組成，在平原中部及濱海部分，有許多橫貫該平原的河流的三角洲冲積沉積，其中也有湖相冲積沉積，由於平原表面——当地的侵蝕基準面——長期下降的結果，河流在平原上沉積了大量的淤沙，使河床抬高，高出平原表面，因而通常沿河筑堤，以防河水泛濫。

3. 水文地質特征：冲積扇的頂部及中部潛水，含水层的特点是含水量相当大，永定河冲積扇頂部的鉆井單位湧水量达每秒数十公升，这样大的流量与谷含水层为粗屑沉積有关；潛水的來源是从山西高原区流出的冲積層地下逕流，一部分水是由於表流的滲入，在永定河上相鄰水文測量線上的測量結果表明，1951~1954年多雨月份中冲積錐上部水的流失量为河水总流量的10~24%；此外，流入冲積錐沉積的部分地下逕流是来自山西高原的基岩、奥陶紀喀斯特化灰岩，來自地質构造位置適合地区的石炭二疊紀、二疊紀含水层及其他岩石，如永定河冲積扇依靠奥陶紀石灰岩强大的泉水補給便是一个例子。北京附近有一个鉆井在第四紀沉積之下，遇到了震旦紀角礫岩的上部裂隙帶承压含水层。在華北平原中部及东部河谷下游三角洲冲積沉積層中，也廣泛地分佈有潛水，由於此地以細粒沉積为主，並且有大量水分从土壤表面蒸发，許多地方都发生土質鹽漬化作用，有时，在灌溉地区，这些作用由於灌溉制度不規則而加剧。由於上述原因，在華北平原可以見到潛水中有硫酸鹽、氯化物的含量，以及一般礦化程度由西向东有規律性地逐漸升高的現象，有些地方，这些現象同时出現，因而在土壤表面形成鹽漬土。根据所獲得資料，可以判斷華北平原潛水的化学成份，在平原西緣部分的冲積錐及河谷的冲積層中，潛水的礦化程度都很低，北京附近永定

河冲積錐中，潛水的特点是具有重碳酸鈣成分並且固形物不超過1克/公升；河南禹縣殷河河谷冲積層中引黃灌溉系統範圍以內秦嶺東部山前地帶，潛水礦化程度很低，其中氯化物含量多不超過0.2克/公升，硫酸鹽多不超過0.1克/公升；河南新鄉城附近渭河河谷山西高原山前地帶以東之地區在大型灌溉區之範圍以內，礦化程度較高，固形物為1~5克/公升，有時達10克/公升。在華北平原東部黃海之濱細粒三角洲冲積層發育的地區，礦化程度的增高及其類型的变化則表現得更加明顯，在這裡潛水埋藏得極淺，並且有咸味，可能為氯化鈉水。但在地形較高處可能有淡水之凸鏡體存在。在湖相冲積層中有潛水，就其一般特征來說，與河谷下部三角洲冲積層中之潛水相似。橫貫山區至大海間的平原上的河流，其近代冲積層中有冲積逕流，因而其中也應有潛水含水層。在灌溉區域內形成局部的潛水含水層，若灌溉制度不規則時則會促進鹽漬化作用之產生。三角洲冲積層及湖相冲積層中潛水之補給依靠雨水之滲入、河流地表水流之流失，以及來自河谷上部之冲積逕流。

淮河流域水文地質資料<sup>(28)</sup>。整個淮河流域硫酸鹽類型的地下水是非常少的，可將淮河流域地下水的化學成分分為三個區域：(1)以重碳酸—氯化—鈉—鈣型為主的水區，礦化度一般小於1克/公升，亦有在1~2克/公升間者，主要分佈在淮北平原的低窪地區，和潛湖中，由於地下水的運動很緩慢，使空氣的濕度較小蒸發強烈，加以這些地區的表層土為粘土質土壤，其毛細管性很高，鈣離子又幫助這種毛細管水的運動和升高，因此在這些地區易引起鹽漬化現象和粘土質土壤的板結。(2)以重碳酸—氯化—鈣—鎂型為主的水區，礦化度一般小於1克/公升，僅極少部分的水超過1克/公升，主要是分佈於淮南丘陵地帶及淮北平原的南部，在低窪處和湖沼沿岸的地下水中含鈉量常增大，這些窪地有受過海水浸灌的跡象。(3)以氯化—重碳酸—鈉—鎂型及氯化—硫酸—鈉—鎂型為主的水區，主要分佈在淮河下游地區，由於第四紀晚期這個地區是浸沒在海里，後由於長江

和黃河三角洲的堆積，濱海堤洲的堆積和瀉湖堆積才上升起來的地面，在這堆積中埋藏一部分的海水，這些海水成分的地下水後來受陸地淡水的滲壓而漸次被排出，因此這個地區的地下水成分是比较複雜的。

結論：對於大型供水來說，以沖積錐及大片粗砂沖積層中的潛水和沖積錐粗屑沉積層中的承压含水層為適宜；三角洲沖積層、湖相沖積層，及一般細小河流之沖積層水僅可作小型供水。

## II 山西高原潛水、非自由地下水副區。

1. 自然地理情況：山西高原、西以呂梁山與陝甘黃土高原分界，東以太行山與華北平原分界，北至蒙古高原邊緣，南至中條山；在地形上，是以几乎平行的山脈為主，夾着一些盆地和高原，山勢高峻，高度一般為600~2000公尺，有的高山超過3000公尺，這和陝甘黃土高原地形迥然有別（黃土高原高度一般為1000~1500公尺）；本區之河流主要為黃河之支流汾河、沁水、涇水，及海河之上游三支為桑干河、漳河、滹沱河等。這些河流在有利的構造條件下沖積成一片平原，如在汾河地壑帶上有忻州、太原、臨汾等盆地，在晉東南有長治盆地以及本區北面的桑干盆地等。

2. 地質情況：在構造上是比较複雜的，有呂梁、五台、中條等前寒武紀地塊，沉積範圍亦很廣泛，在震旦紀和下古生代，有廣泛的海相沉積，以後在上部古生代由於海西早期的撓曲作用而形成很多盆地，盆地中沉積一直繼續到中生代，造成煤田。燕山運動時，曾受到褶皺和斷層的影響，並且有火成岩的活動，第三紀亦有撓曲和斷層發生，因此是一塊比較活動的隆起的構造單位，黃土的分佈只限於盆地和谷地，本區之岩層自下而上為：

太古代 片岩、片麻岩，在五台山、呂梁山一帶分佈很廣。

元古代 板岩及灰岩，分佈於五台山。

震旦紀 砂質灰岩、板岩及石英岩，零星分佈於五台、呂梁、太行

山一帶。

寒武紀 大部為灰岩，包括饅頭頁岩、張夏灰岩等，主要分佈在太行山一帶，在本區之西北角亦有分佈。

寒武與陶紀 系州石灰岩，廣泛分佈在五台山、呂梁山一帶。

奧陶紀 珠角石石灰岩，分佈於呂梁山、太行山一帶。

石炭紀 月門溝系——山西系為主要含煤層，太原系為砂頁岩夾石灰岩，本溪系亦為砂頁岩夾石灰岩，分佈在谷山間盆地邊緣部分。

二疊紀 石盒子系，砂頁岩，分佈在各盆地之邊緣。

三疊紀 延長層及石千峯系，為砂岩及頁岩，分佈在各盆地中。

侏羅紀 瓦窰鋪煤系，砂頁岩，分佈於大同盆地及靜樂盆地一帶。

侏羅白堊紀 安定層，下部為薄層石灰岩，上部為砂頁岩，僅見於靜樂盆地之核心處。

白堊紀 砂頁岩及礫岩，分佈於大同附近。

第三紀 礫岩及粘土，分佈於各盆地中；本期有玄武岩噴出，分佈在大同、右玉、涼城一帶。

第四紀 馬蘭黃土，分佈在本區西部；近代河流沖積層、古沖積層、沖積洪積層，黃土之分佈僅限於盆地和谷地。

3. 水文地質特征：潛水廣泛地分佈在山間盆地、近代及古老的沖積層、以及沖積洪積層中，有時在黃土和礫石夾層中也可以見到水。非自由地下水在白堊紀礫石、侏羅紀砂岩、二疊紀砂岩、石炭二疊紀砂岩、石炭紀砂岩及灰岩、奧陶紀灰岩中發現地下水含水層，也可能在寒武紀石灰岩中發現地下水含水層，最後在震旦紀變質雜岩中也見有地下水含水層。一般的說，第三紀地層不含水；白堊紀礫岩有時含水。本副區北部即有泉水；門頭溝附近侏羅紀含煤層中有一鉆井揭露了含水層，往下在鉆井及坑道中亦見有含水層，在二疊紀上石盒子及下石盒子系砂岩、石炭二疊紀山西系砂岩、太原系石灰岩、砂岩，也有時在上石炭紀本溪系砂岩、灰岩、奧陶

紀石灰岩中，以上各含水層在平頂山、汾汾河村、臨城<sup>(63)</sup>、义棠（南渡）、羊寨<sup>(67)</sup>等地區均有發現；龐家堡地區北京附近在震旦紀地層中發現有含水層。

引用資料：內蒙古段<sup>(28)</sup>位於大同市西南，內蒙古河谷不大，其砂質粘土沉積中含水層厚度從1.5至8.0公尺，單位湧水量1~2公升/秒；往下，在石炭紀太原煤系的砂岩中有一含水層，含水不多，鉆井中水的單位湧水量約為0.01~0.02公升/秒，再往下，在寒武紀、奧陶紀石灰岩中水的單位湧水量從0.07~0.6公升/秒，在含水層頂板的構造中發現相當大的壓力。

白土窑段<sup>(67)</sup>位於大同市以西，無壓含水層在上侏羅紀砂岩、頁岩風化帶中發育，含水量極微，鉆孔中水的單位湧水量不超過0.01公升/秒；往下，在奧陶紀石灰岩中也含水，其裂隙不多且無喀斯特現象，鉆井中僅揭露了含水層的上部，其中水的單位湧水量為0.005~0.04公升/秒。

十里河地段<sup>(62)</sup>位於鸛峯山南坡到大同盆地間，在沖積洪積層中有強大的含水層，水井中湧水量為400~600公尺/晝夜，甚至達5000立方公尺/日。

崔家溝段<sup>(62)</sup>位於汾河南岸，太原市以南160公里處，在汾河河谷砂礫沖積層中，有一鉆井打到40公尺還未穿過沖積層，單位湧水量約為1公升/秒，化學成分為重碳酸鈣—鎂型，固形物不超過0.2克/公升；二疊紀砂岩與石炭二疊紀砂岩中也可能有含水層；再往下，在石炭紀的石灰岩中發現含水層，三層石灰岩的總厚度為18~30公尺，中層石灰岩的單位湧水量為0.04公升/秒，頂板上的水压為200公尺高；再下奧陶紀石灰岩中也可能含水。

西山地區<sup>(80)</sup>位於太原市西南12公里處，在那里發現有數層含水層，汾河的含卵石的砂礫沖積層中含水；第三紀紅土沉積中含水量微弱，泉水的流量極小；二疊紀砂岩中有許多含水層，如上石盒子系上部有幾股泉水

流出，其流量各为 $0.1 \sim 0.2$ 公升/秒，上石盒子系下部粗粒砂岩中流出許多股泉水，其流量在雨季中各为 $1.0 \sim 2.0$ 公升/秒，下石盒子系上部砂岩中也有數股泉水流出，下石盒子系下部砂岩中有數股泉水流出，这些含水层相互之間有不透水之頁岩相隔；石炭紀太原系石灰岩之总厚度为14公尺，該层含水；奥陶紀石灰岩中有含水层，与該地相距15公里处有一强大泉水即从此层流出。

大佛寺段<sup>(31)</sup>位於汾河河谷右岸，与崔家沟地区相距不远，第一含水层为汾河河谷的含卵石、砂質粘土夹层的砂砾冲积层中，属重碳酸—硫酸—鈉—鈣型、硫酸—重碳酸—鈣或鎂型的水，固形物不超过1克/公升，潛水面距地表不深时，因受强烈蒸发的影响，砂質粘土中的硫酸—重碳酸—鈉水帶有固形物 $1 \sim 3$ 克/公升，硫酸—氯化—鎂水帶有固形物 $3 \sim 5$ 克/公升；在二疊紀砂岩中見有許多泉水露头，其流量小，每秒钟大約百分之几公升；石炭二疊紀砂岩中發現微弱含水层，钻井中的单位涌水量为 $0.01$ 公升/秒，石炭紀石灰岩中也发现一含水层，含水量不大；关于奥陶紀石灰岩含水性目前还没有資料，但其中是可能有含水层存在的，在距离上述地区不远之界付城附近，从奥陶紀石灰岩喀斯特中有一极大之泉水流出，其流量超过 $1.0$ 立方公尺/秒。

門头沟段位於北京附近地区的西部，侏羅紀砂岩含水。

汾汾河村段<sup>(32)</sup>位於河南省新乡市以北地区的东部，含水层分佈於冲积洪积层及其他第四紀沉积中，基岩中的含水层在二疊紀石盒子系砂岩、石炭二疊紀砂岩、上石炭紀太原系灰岩及砂岩中；二疊紀及石炭二疊紀砂岩的含水量不大，太原系某些石灰岩层的含水量很大，頂板以上的水压高为 $80 \sim 100$ 公尺时，水的单位涌水量每秒钟达数公升之多，但是这些含水层之厚度不大，只有 $3 \sim 7$ 公尺，因此不能指望有很大的水源。

龐家堡段<sup>(33)</sup>位於宣化市以东45公里处，第一含水层为黃土层砾石之夹层，水井中其深度为 $40 \sim 60$ 公尺，涌水量不大，为重碳酸—鈣—鎂水，固形物不超过1.0克/公升；往下为白堊紀砾岩中泉水露头的流量約



为6.0公升/秒；震旦紀的變質石灰質砂岩中夾有一含水層，鉆井中的單位湧水量大約在1.0公升/秒以上，震旦紀砂岩在雨季坑道中的湧水量為5~7公升/秒，成分為重碳酸—硫酸—鈣型水帶有固形物不超過0.5克/公升。

中條山段<sup>(64)</sup>位於距東鎮車站東南6.0公里處，第一含水層分佈在河谷砂礫沖積層中；基岩中的風化帶表現得不明顯，並幾乎不含水；在穿過基岩的構造斷裂帶中有水，在人工露頭中，湧水量達7.0公升/秒，水的化學類型是重碳酸—鈣水，固形物不大於0.2克/公升。

根據上述資料，我們可以有這樣的概念，第四紀河谷沖積層及沖積洪積層含有大量的水，第三紀層一般不含水，白堊紀礫岩有時含水，侏羅紀含煤層中有含水層，水量均極微，二疊紀砂岩含水量不大，鉆井中單位湧水量很小，只有少數能達到0.5公升/秒，石炭二疊紀砂岩中含水量也不大，其單位湧水量為0.01~0.3公升/秒，石炭紀石灰岩中發現有喀斯特，其單位湧水量從1.0立升/秒以上到3~5公升/秒，由於該石灰岩中各個含水層的厚度不大，故其流量數值受到限制，奧陶紀石灰岩的含水量與其中的喀斯特作用有關，一般在揭露了的奧陶紀灰岩鉆井中，在幾十公尺的不太深的地方，單位湧水量不超過0.5~0.6公升/秒，然而在很多地方，如在太原盆地地區以及山西高原東緣部分，從奧陶紀石灰岩中流出強大的泉水，其流量每秒钟達數百立升，震旦紀砂岩中也含水，毫無疑問，這裡所例舉的有關各個含水層的含水量的數據，在有利構造條件及有構造破碎帶存在的情況下可能大大地增加。

**結論：**大型河谷沖積層、沖積洪積層及奧陶紀喀斯特水可作大型供水，一般小河谷沖積層及各基岩中含水層之水則作小型供水。

## II.10 渭河平原潛水、非自由地下水副區。

**1. 自然地理情況：**本區位置，東起潼關，西至寶鷄（六盤山南端），南界秦嶺，北為陝北盆地，長約300公里，平原從西往東逐漸寬闊，在

西安附近寬达70公里，面积約一万平方公里，标高为350~450公尺；本区主要河流为渭河及其支流泾河、洛河、冲积成一片平原。

2.地质情况：在构造上，为秦岭与陕北盆地中間的陷落地帶（燕山运动所致），在秦岭北坡与陕北盆地南边有断层发生，成为地堑；在盆地中堆积有古老的冲积洪积层，这些古老的冲积洪积层，受了现代河流的切割，已成为阶地，河谷中沉积了新的冲积层。渭河盆地<sup>(35)</sup>第四纪沉积层厚度有数百公尺，有的地区打钻到五百公尺尚未見基岩。在西安市之西郊及东郊个别钻孔內於二百多公尺处見有約40公分厚之火山系，可能系年輕的火山活动所致。

3.水文地质特征：渭河新冲积层中含水层的特点是厚度很大，有时达100公尺以上，較深处的第二含水岩系的各含水层厚度也很大；在灌溉系統地区在地表以下不深的地方形成潜水的局部暂时性含水层。

渭河盆地松散沉积层中的水可能是依靠雨水的滲入，依靠来自北边和南边高地的冲积逕流水以及四周高地基岩中水的流入。

在渭河平原砂质粘土中的浅层潜水，根据它的化学成分，以及由於蒸发量很大因而具有复杂的矿化类型，其成分中以硫酸和氯离子为主，这些水經常含有大量的固形物。砂质粘土中各种化学类型的潜水在分佈方面具有一定的規律，在局部地形高出的地方，經常有重碳酸盐成分的潜水，其中含有較少量的固形物；在局部地形平緩的洼地，經常有重碳酸—氯化物类型或重碳酸—硫酸盐类型的潜水，其中固形物的含量较高；自秦岭的北坡至平原中心軸或渭河的年輕阶地，在砂质粘土中潜水中的硫酸盐和氯化物的含量逐漸增加。渭河及其右方支流的河谷冲积层的强大水流的潜水則已經具有另外一种性質，它是重碳酸盐类型的水，矿化程度不高，因为它是另一种补給条件和运动条件。

4.結論：黄土层、冲积洪积层和小河谷冲积层中的潜水适用于小型供水；大型供水除利用地表水外，还可利用冲积洪积层中深部含水层及大河谷冲积层中潜水。

### 第Ⅲ大区 在內陆干旱气候影响下形成的沙漠与干旱 草原地带水文地质大区

#### 第一章 大区描述部分

##### 1. 水文地质基本特征

由於地球上自然景观有随纬度而变化的规律存在，这使本区成为北半球的干旱荒漠之纬度土壤——气候带中不可分割的一部分。並由於自然界各要素相互間的联系，地下水也就成为各要素間的重要组成部分之一，且参於自然界的變化，因此联系到本区的水文地质特征是受着該纬度的土壤——气候带的控制，並受境內的地形、水文、地质条件支配着的。特别是潜水面方面前述各項影响尤大。而对深层非自由地下水來說地质构造与岩石特点則起着决定性作用。但直接显示本区地下水特征的是反映在下面的几方面：

首先的是本区集中反映出气候特点中的湿度系数，除暫納入該区的过渡性的黃土高原地区而外，大部分为 $0.00-0.18$ ，吐魯番 $0.013$ ，酒泉 $0.084$ ，巴音浩特 $0.1$ ，烏魯木齐 $0.18$ ，阿尔泰 $0.15$ ，而黃土高原地区現知榆林 $0.37$ ，延安 $0.32$ ，这說明了本区的蒸发远远超过降水的数值。

随湿度系数与本区地下逕流的排洩条件而决定的本区潜水地球化学作用方向，表現於本区极广泛分佈在沙漠盆地地区的土壤中，有因水流自上游地区溶解之硫酸盐，氯化物的富集，故在荒沙地区水质多以氯化物为主；干旱草原地区以硫酸盐为主。潛水的水文化学在草原地区为重碳酸——硫酸——鈉水；硫酸——氯化——鈉水；到沙漠地区帶为氯化——硫酸——鈉水到氯化——鈉水。这一切說明了本区範圍内地下水矿化度是很高的。

本区地下水之动态成因类型对深层承压水的类型尚不清楚，故只能談談潛水方面的。首先是分带的沙漠成因本型的潛水动态在本区佔主要

成分。亦即本区内具有沙漠特性的地区。山区与洪积地区以冰川与雪水的类型为主。其次雨水类型，主要是在山岳地区。不分带的则以河流与湖泊类型为主。即其地下水的运动，化学成分等的变化受河流与湖泊控制。在局部灌溉发达的地区可有灌溉类型。

本区另一个重要特征即在沙漠盆地内有着地下逕流与蒸发保持均衡的关系。由於本区内强烈的蒸发作用。因此使本区的潜水位经常保持在蒸发所及的极限深度上，也就是說出这个水渠要的水分即要被蒸发掉了。因此，地下水逕流补给多少也就蒸发多少，两者是相均衡的。

## 2. 本区的位置与自然特征。

本区位於我国北部，地域辽阔，呈东西向伸展，約跨經度  $45^{\circ}$  的干旱沙漠草原地带；北面以蒙古人民共和国为界；西与苏联为界，东达大兴安岭之西麓，南延山西高原北緣与黄河为界至黄土高原之南界，並向西依祁連山北麓，阿尔金山与崑崙山之北坡，並大致符合年降水量 250 公厘的等值線的位置。

按自然区划，約为蒙古草原，鄂尔多斯阿拉善沙漠，河西走廊，塔里木准噶尔沙漠盆地，天山阿尔泰与阴山山脈，河套銀川平原与黄土高原不同形式的几个自然单位。地势除山区外大部为 1000—2000 公尺海拔高度的高原。高山多不超过 4000 公尺。地形主要为平缓的、起伏不大的沙漠高原，与大型的沙漠盆地如塔里木与准噶尔。另外即是山岭，在山岭之間夹有許多大小不等的山間盆地，如：天山中的山間盆地。这些对区域的水文地质评价来說有着重要的意义。

本区西部以高山沙漠为主；山間盆地主要在西半部地区；而东半部以沙漠草原与中山及低山为主；这标明本区东西二部地形上的差異，也說明水文地质特征上異同。

水体形式与注能方面亦大不同於它区，境内除黄河与新疆之额尔齐斯河外，其他均属内流水系。流綫途短，水量不大，季节性变化强烈，主要

靠附近高山冰川与积雪融化补给，故水流动态与冰雪有密切关系。干季除少数水量较大者外，其他常成干涸，这些河流的水除蒸发外，沙漠洼地为它们最终的归宿。

沿山麓地带由于山水下洩形成无数短小的梳状水流，但它们大部流出山口后即渗入山前砾石带中形成潜流。仅少数水量大者能穿过戈壁带而达到沙漠洼地形成湖泊。

由于水流所夹带之泥沙到达山前地带流速减慢而停积所造成了一系列的小型冲积平原。这些小型冲积平原对水文地质评价也是相当重要的。

本区内陆河最大者为新疆南部之塔里木河长达 275 公里。发源于天山与崑崙山东流入罗布诺尔准噶尔盆地中之瑪納斯河与北部之烏倫古河较大，均注入湖盆之中。甘肃西部有額济納河与疏勒河均发源于祁連山河流中，下游两岸均形成广泛的冲积层。所有河流之水源补给均以高山冰雪融化为主，水流流往沙漠区入盆地。

区内湖泊均为逕流终点，由于湖水遭强烈蒸发，浓度渐增故多系咸水湖，如：罗布泊居延海等。

本区之气候除黄土高原地区属一种过渡性的气候外，其余的为极端干旱大陆性的气候，表现在气温之变幅大，降水少，年相对湿度极低，境内年降水量均在 250 公厘以下。黄土高原地区略高，沙漠地区在 100 公厘以下，甘肃西部沙漠年降水在 50 公厘以下，塔里木沙漠以东之荒漠为最少不足 5 公厘。山区因受气候的影响雨水较多，阿尔泰最多可达 50 公厘以上，降雨之季节在六、七、八、九月，多暴雨形式。年平均相对湿度以草原地区为最高，可达 60%，沙漠地区在 40% 左右。本区各季严寒，为亚州高压的中心，乃冬季西北风造成，夏季又形成了低气压的中心，一月气温平均  $-6^{\circ}\text{C}$  以下，最低处  $-20^{\circ}\text{C}$ ，七月平均为  $22^{\circ} - 24^{\circ}\text{C}$ ，最高处塔里木达  $28^{\circ}\text{C}$ 。由于境内之气温变幅大造成本区强烈的岩石机械崩解作用；帮助了风化作用的进行。

### 3. 地質及构造簡述

本区从大地构造而言，主要为古生代末期的华力西褶皱带及其被分割的几个古老的地块，因此大体上說可分成四个构造单位，即塔里木地块、准噶尔地块、鄂尔多斯、阿拉善地块与华力西褶皱带。古老的地块自寒武紀以来未曾遭受过海侵。結晶岩块上复盖着新生代的地质层。仅在這些地块边缘地带有一較古老的岩层。在鄂尔多斯地台范围内，其发展略有不同。下古生代局部地区可能为海水淹没。华力西运动以后发展为中生代的盆地沉积了中生代各时期的岩层。中生代以后未遭受到强烈的造山运动影响，因此沉积层基本上保持着水平状态。褶皱带范围内經华力西运动以后，又受了中生代与新生代运动的影响，使褶皱繼續发展。不过由於后来的造山作用的强烈程度不同与侵蝕作用的结果，使一些地区仅表现为低山与起伏的丘陵的特点。如：北部之沙漠地带的地貌即說明了此点。

境内的地质总的来說古老基岩出露不广，仅在山区，而广泛的为第四紀风积层复盖为广大的沙漠地区与黄土地区是本区第四紀的主要沉积相。

前寒武紀地质层主要在阴山山区出露为結晶之古老片麻岩为主。本区之古生代的地质层主要出露於阿尔泰山、天山等山区。中下古生代大部均变质。下部古生代有奥陶紀的石灰岩分佈於天山、賀兰山与鄂尔多斯地台及渭北一带。其他古生代地质层均属变质之砂岩、板岩、千枚岩、石英岩、結晶石灰岩等。中古生代地质层中有较多之砾石。上古生代一般变质较少，主要为砂岩、頁岩、砾岩与含煤层。

中生代地质层以砂岩与頁岩、砾岩为主。在本区普遍出露。黄土高原与鄂尔多斯高原，第四紀层以下有未受褶皱的中生代各期的陆相沉积。白堊紀主要为砂岩与砾岩，其中夹有火山岩为盆地沉积。

第三紀地质层亦分佈很广，特別西部地区之山间盆地与山前凹地有



厚的陆相沉积，厚度多在数千公尺。岩性多系红色砂岩夹砾岩与粘土层，粘土层中多夹石膏与可溶性盐。

第四纪地层在本区内主要为风积与山麓洪积层分佈最广。在沙漠盆地第四纪沉积有分带现象，为本区特有的沉积景观。另有黄土高原上之黄土堆积，河流冲积层，大湖周围之湖相沉积层，山麓或山区的水积层及基岩上之风化残积层。

#### 4. 大区界线的论证

境内为我国沙漠与干旱草原分佈的地带，是在地球上干旱沙漠气候带条件下形成的。

在本区以东基本上是受中国东部海洋气候影响较强烈的地区，而这种海洋气候随季候风向西入侵到大兴安岭时已大大减弱，再翻越兴安岭至本区作用已甚微弱了。因此，大兴安岭的西麓形成了本区的一条天然界岭。南界黄土高原的南缘，从气候上考虑秦岭阻挡了南来之季候风之侵入，同时界线位置的所在为鄂尔多斯地台的南缘；南界之西端与青藏干寒大高原为邻；南部是二个大的隆起高原与沙漠地带的自然条件及水文地质基本特征是不同的；同时控制非自由地下水的地质条件亦不大相同。並从整个南界而言大致符合年降雨量250公厘的等值线。西面与北部均为国界，但按水文地质条件可延續至蒙古人民共和国与苏联境内。

#### 5. 潜水及非自由地下水的类型

##### 一、潜水类型及其特征

首先说明本区沙漠盆地中之潜水与第四纪沉积性质一样有分带现象，关于这方面将詳述於沙漠盆地水文地质副区中。

1. 冲积洪积层中的潜水主要是靠附近高山冰雪融化或由此而形成之地表水流作为补给水源，因此其动态则受融雪季节而控制，降水补给作用不大。水矿化一般较低。



2. 穿过沙漠的干河谷与有经常水流的河谷近代冲积层中潜水，水之动态与河流有密切关系，一般水量不太大。

3. 大河流的冲积层中潜水，与常年水流有关，水量较大。

4. 黄土层下部砂层与卵石层中的潜水，水量不大，有时为矿化稍高的硫酸盐水。

5. 局部水渍层中的潜水，多在山麓地带。

6. 局部沙漠洼地中的潜水，一般属高矿化的硫酸—氯化物水。

7. 基岩风化裂隙带中的潜水。

## 二、非自由地下水的类型及特征

1. 第四纪山前冲积层下部冲积扇的尾部细粒沉积中的非自由地下水，主要靠山麓冲积带的地表水补给。

2. 第四纪河流冲积层下部的非自由地下水分布在黄河河套冲积平原地区。

3. 在向斜构造凹地中的第三纪砂岩、砾岩中之深层水，多为高矿化的水，见于塔里木、河西走廊一带。

4. 中生代之砂岩、砾岩与煤系、含油层中有水，三迭纪砂岩中有水量不大的含水层，侏罗纪砂岩中有水量不大的淡水；深处为高矿化水，许多地区白垩纪砂砾岩中有温泉矿化度较高。

5. 古生代的砂岩、砾岩、石灰岩中有含水层，在天山二迭纪砂岩中有流量不大的泉水流出，石炭二迭纪砂岩中亦有含水层，泥盆纪之灰岩中有水，奥陶纪灰岩中普遍有喀斯特水发育，古老的变质岩之构造破碎带中可能有非自由地下水存在。

## 6. 副区名称及其划分根据

本区根据区域地形地貌、气候与其他自由条件和地质及水文地质特征划分出七个潜水与非自由地下水的副区。

## III<sub>1</sub> 内蒙古高原之干旱草原地带潜水与非自由地下水副区 自然

特征上表现为一片沙漠草原，地下水主要存在於干河谷与季节性水流的河谷地带。

Ⅲ<sub>2</sub> 准噶尔与塔里木盆地及甘肃西北部沙漠石漠地带潜水与非自由地下水副区——区内为巨大的内流盆地，习系沙漠与石漠分佈的地区，潜水方面具有分带现象的特征。

Ⅲ<sub>3</sub> 鄂尔多斯沙漠高原潜水与非自由地下水副区——基底为寒武前纪的结晶地块，中生代时与陕北黄土高原一起发展成为盆地，沉积了陆相中生代的地层，因此区内之潜水有与沙漠盆地相似的性质，但由于黄河之所经破坏了沙漠盆地的潜水分佈现象，而在非自由地下水由于地质发展所致，可能与黄土高原有一定程度上的类同。

Ⅲ<sub>4</sub> 天山与阿尔泰山地潜水和非自由地下水副区——气候较潮湿，属华力西地槽褶皱带，天山山系为一复向斜的构造，其中夹有很多小型山间盆地，地下水主要存在於山间盆地与河谷冲积层及各时代的基岩沉积层中。

Ⅲ<sub>5</sub> 阴山山地潜水和非自由地下水副区——主要由古老之结晶岩组成，地下水以裂隙水与河谷冲积层水为主。

Ⅲ<sub>6</sub> 河套与银川河冲积平原潜水及非自由地下水副区——本区潜水受人为之影响较大，地下水主要在沉积与冲积层中。

Ⅲ<sub>7</sub> 陕甘黄土切割高原潜水与非自由地下水区——潜水位极深，多河沟强烈非漫地下逕流的区域。

## 第二章 副区描述部分

### Ⅲ<sub>1</sub> 内蒙高原之干旱草原地带潜水和非自由地下水副区

#### 1. 位置及自然特征

本区位於内蒙西南，包括錫林郭勒与烏兰察布盟草原，絕大部分是海拔1000—1500公尺的高原，北与蒙古人民共和国为界，西界

大兴安岭西麓，东南为半干旱之燕鲁山地，南以不太明显的阴山山脉为界。

境内是一片干旱草原与沙漠混杂的地区，地面起伏不显著，局部地区有风蚀残丘与波状丘陵区（相对高度不超过200公尺），草原地区形成天然牧场。

高原北部与蒙古人民共和国接壤地区有许多石砾戈壁，在察哈尔盟锡林郭勒盟之间及乌盟之西部有局部砂丘地区。

全区地势南高北低，南部气候较北部为湿润，因此南部多形成草原而沙漠与石漠多在北部。由于地势的关系亦控制着本区的水流多自南向北，区内之水系是内陆形的短小水流或闭流湖盆地为主，河水流量小；旱季常呈干涸，在锡林郭勒之东部有些短小河流，发源于兴安岭与南坡之低缓山地与热河山地，较大的有锡林郭勒东北之乌里勒结河流入梅林与和顺湖，並有許多星散的小湖泊分佈最大者为察哈尔盟之达尔泊。其湖泊多为咸水湖，乌盟境内水流与湖泊均较锡盟为少，因此也决定了锡盟植物生长较为繁盛。

## 2. 地质条件

本区在构造上属华力西褶皱带内，下部基岩离地表不深，表面有不厚的第四纪覆盖层，下古生代以前可能为海水所淹，由于境内之抗受系地层，尚未肯定其年代，故不能下一结论。华力西二迭纪时期上升为陆地，燕山期该区又发生了基底褶皱，喜马拉雅运动亦涉及该区；並有玄武岩喷发，新生代本区仍有新的上升运动，如最新的汾江侵蚀的存在是在戈壁侵蚀面上进行切割的，是为本区最新上升之一证。

前震旦纪地层在阴山以北及汾江东南一带有出露，以片麻岩、石英岩、大理岩、片岩为主。

震旦纪与下古生代（可能为泥盆纪）之地层，上部为石灰岩厚100公尺，下部为石英岩分佈零散，在白云一带厚度很大，达数千公尺，並

有基性火成岩穿插。

石炭二迭紀地层在烏盟日哲斯系，为粘板岩、硬砂岩、石灰岩互层。在烏盟之南有厚层石灰岩。在錫盟向达布苏統底为砾岩中夹砂岩。

中生代主要为砂岩、砾岩等之碎屑岩，並夹火山岩，白堊紀多为紅色砂砾岩之盆地沉积，在錫盟有下白堊紀之粘土，及石灰岩层並受变质，烏盟一带下白堊紀为綠色砂砾岩夹粘土与灰岩，二连附近有白堊紀砂岩粘土与灰岩。

第三紀为盆地沉积，主要为紅色砂岩、砾岩、粘土組成，在二连以东出露，厚数十公尺，烏盟西北部分傾厚約 25 公尺，以白色砂岩为主。上第三紀多为紅色粘土与細砂岩。

第四紀层主要有以下几种：

暂时性与經常水流的河流冲积层：为砂粘土与砂砾，厚度不一，多在 4 公尺左右。

冰碛层：在商都附近系砾石、粉砂与粘土构成，一般 2—4 公尺，最厚有达 28 公尺者。

湖相堆积：細砂与泥质物組成，厚約 3—4 公尺。

风成砂：主要分佈在西北部与北部地区。

风化殘积层：在第四紀砾石层之下，厚度常常不超过 2 公尺。

並在錫盟一带有中生代与古生代的花崗岩侵入。

### 3. 水文地质特征

#### 一、潜水类型及其特征

(1) 有經常水流的冲积层中的潜水，沿河床冲积低地分佈，含水层为粗砂与卵石层，如烏盟之白云布拉格与阿木赛尔等地含水层厚度 5—7 公尺，地下水位离地面 2 公尺以内，为有希望的良好含水层，水之矿化度 1—3 克/公分，水位波动与区内降水有关。亦說明动态

成因主要系降水类型，七、八月降水季节水量最大，二、三月最小(5)单位涌水量1.4—1.5公升/秒，烏兰布拉克之阿木賽河冲积层中单位涌水量1.8公升/秒，並在白云布拉克一带由於切割作用而出露的泉水最大流量2.9公升/秒，水质为重碳酸盐型， $\text{PH}=7$ ，总矿化度小於1克/公升(5)，水之补给来源在四、五月份因河流受融雪补给的同时大量补给地下水，在七、八月份暴雨季节又受雨水补给，直接的主要是受河水补给的，蒸发以蒸发为主。无疑的在本区其他地区亦分佈有该类型的潜水。

(2)冲积层中的潜水：一般是动储量较大的，矿化度不大的重碳酸盐型的水，如在烏盟白云鄂博附近地下水以重碳酸盐硫酸盐型为主， $\text{PH}=8-9$ ，硬度 $=12^{\circ}$ ，矿化度小於1克/公升，受降水与裂隙风化带中的水补给(5)。

(3)通过沙漠草原之季节性水流与干河谷冲积层中的潜水：一般水量不大，矿化度稍高，为重碳酸—硫酸盐或硫酸盐水。如土木尔台附近(1)干河谷冲积层中松散沉积厚达100公尺以上，系砂粘土层，砂砾层与砂层，含水层不厚，水位距地表約四公尺，单位涌水量0.1公升/秒，系重碳酸硫酸—鎂水，矿化度1.5克/公升，在該区也同样有在1克/公升至0.5克/公升的淡水，这种水主要靠降水补给。

(4)局部洼地冲积层中的潜水，一般矿化度较高，以硫酸盐型为主，局部较高的地方可能有重碳酸盐型水，在集二線上的夏提、呼里附近洼地冲积层中，潜水矿化度不到1克/公升，水量0.3公升/秒，属重碳酸—氯化物水型。錫盟(6)位於內蒙錫林浩特北111公里緩和起伏草原中開流洼地冲积层潜水，水淡質佳可作飲用。

(5)基岩风化裂隙带中的潜水：在白云附近(5)裂隙水以硫酸盐为主，总硬度达  $19^{\circ}$ ， $\text{PH}=9$ ，矿化度  $1-2$  克/公升。在碱性火成岩地区可能有重碳酸盐—钠水。

震旦纪之白云岩、石英岩、砂页岩风化裂隙带中有水(6)。

(6)局部之水碛层中可能有潜水存在。

### 三、非自由地下水类型及特征：

第四纪冲积层与冲积层下部可能有非自由地下水，第三纪砂砾岩中可能有水(5)，一般矿化度较高，据二连附近第三纪层中的水，其中含氯达 5 克/公升以上，可能为构造带中水。

白垩纪红色砂砾岩中可能有矿化度较高的水。在乌盟侏罗纪下部砂砾岩中可能有水存在。石炭二迭纪的石灰岩角砾岩中可能有裂隙水与喀斯特水。

本区内虽然降水很少，但水补给仍以降水为主要来源，或是依靠地表径流的补给，蒸发为唯一的排泄去路。

### 四、结论

本区虽为少水的沙漠草原，但地下水还是不少，特别是在草原地带，并在不少地区可以找到大型供水的水源。一般本区内有经常水流的河流冲积层中有较大地下水动力资源，与冲积层的地带地下水均可作大型供水。干谷与季节性注水的冲积层，一般可作小型供水，局部闭洼地中的微咸水可能作牲畜或生活用水，不得已的情况下也可作饮用。

## III<sub>2</sub> 准噶尔与塔里木盆地及甘肃西北部沙漠石漠地带潜水与非自由地下水区

### 1. 位置及自然条件

本区为内蒙沙漠草原与黄河以西，祁连崑崙山以北的广大沙漠石漠地带，本区向北延至蒙古人民共和国境内。在地形上，塔里木、准

准噶尔与阿拉善及西部之地区均属闭塞之沙漠盆地，唯塔里木与准噶尔二盆地表现得较为明显，四周均有高山环抱。阿拉善及其西部地区较为开濶，蒙古境内约2500公尺的高度阿尔泰山余脉隐约形成北界。沙漠盆地之内部有波状起伏的石质山丘或由风沙形成的沙堆与沙丘。全区之标高大部为1000—1500公尺，准噶尔盆地最低大部多500公尺以下之沙漠草原。

塔里木为一圆形盆地，北为天山南为崑崙山包圍着盆地，其边缘高度在1500公尺左右，地势由西向东倾斜，西部较高，在1000—1500公尺间，东部在1000公尺以下罗布诺尔附近为最低约760公尺，系一片鹽鹼地带。盆地边缘有广大的冲积洪积平原分佈，沿山坡下洩之水流挟带之泥砂往往在此带堆积，形成许多小的冲积平原，这些小的冲积平原上水草丰富有沙漠绿洲之称。在崑崙山前之永州相距甚远且不大，天山前之永州则较崑崙山为多。在盆地之中心有塔克拉玛干大沙漠形成高大的砂丘砂崙砂山。

境内最大的河为塔里木河，亦为我国最大的内陆河流，全长2750公里，为天山与崑崙山之水流汇集而成上游为喀什、叶尔羌、和闐与阿克苏四水合成。以叶尔羌河为主体，和闐河发源于崑崙山，位于盆地西部自南向北流穿过沙漠与阿克苏河汇合后向东注入罗布泊。河水之来源以崑崙山与天山之融雪与冰川融化为主，春末夏初为融雪季节水位开始上涨，7—8月水量最大。由于河水中途大量流失使下游水量很小，因此上游夹带泥沙淤积使河道发生淤塞现象，故下游河床历史上经常泛滥与改道，以致罗布泊西岸曾存在过的古城楼兰已不复出现。据最近调查资料塔里木河已改道入白龙堆沙漠之中，西罗布泊又有干涸之趋向。除塔里木河外，尚有克里雅河自和闐附近向北流，没于沙漠之中。

在沿盆地四周有无数短小水流，自高山下洩它们均在离山脚不远的地方流入戈壁砾石之中。这些水流对附近的地下水起着决定性的作用。



盆地东部之罗布諾尔湖又称为鹽澤，面积2400平方公里，海拔高度732公尺，平均深度不及半公尺，洪水期僅为1公尺深，湖水为咸水，冬季不凍，湖之周圍多为硬鹽漬地。有史以來湖的位置曾有三次迁移有「漂泊」之称。

盆地內为大陆性气候，空气干燥，蒸发强烈，降水量稀少。境内年降水量不足75公厘，东部尤少，羌諾附近不足5公厘。雨水集中在夏季6—7月，年平均蒸发量多在2000公厘以上。全年相对湿度在40%左右。一月气温平均大部在 $-8^{\circ}\text{C}$ ，7月在 $24^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{C}$ ，气温之日變幅非常强烈。近代学者认为塔里木盆地內之气候有繼續变干之趋。

三、准噶尔盆地：东北部为蒙古阿尔泰山，南部为与塔里木相隔之天山，西部为阿拉套山圍繞着盆地，略形成一个三角形。盆地底边东西长约700公里，南北约200公里，地势略自东向西傾斜，由标高800公尺降至300公尺，以艾比湖为最低约200公尺。中部与东部为古尔班道古特沙漠，其中之沙漠远不及塔里木高大，西部主要为草原与額敏河沃野。北部为額尔齐斯与布尔根河草地，盆地四周亦有广大的山前冲积洪积平原与綠州，係受天山融雪形成之水流灌溉的地区，为盆地中主要农牧地带。

盆地中有瑪納斯河与奎屯河二条較大的內陆河流，均发源天山，前者向北流，經盆地中部之沙漠地带入貼勒里諾尔湖中，奎屯河向西流入艾比湖，是二条有經常水流的河流，河床发育于沙漠与草原之中，北部有发源于阿尔泰山的烏倫古河注入不远的布倫抵湖中。最北之額尔齐斯河亦源于阿尔泰山向西北流至苏联境内。这些河流主要靠雪水融化进行补給，降水亦起一定补給作用，它們都可能是地下水补給的主要來源。

盆地气候較其他沙漠地区为潮湿，年降水量约为250公厘，西部較多，降水集中在冬季，一月平均气温为 $-16$ 至 $-20^{\circ}\text{C}$ ，7月平

均为 $20^{\circ}$ 至 $24^{\circ}\text{C}$ 。

三阿拉善及西部沙漠与石漠地区，平均高度约为1500公尺左右，地势自南向北倾斜，北部与蒙古人民共和国接壤处分佈着一片石漠荒漠。境内有許多不大的山丘存在于沙漠之中，以南部之龙首山与合黎山最高，並因許多不高的山<sup>丘</sup>圍成沙漠盆地，如阿拉善西部之潮水盆地即是。

在龙首山、合黎山与祁連山之間有称「河西走廊」之狭长地带，地势自东南向西北緩傾，平均高度約1500公尺，走廊中分佈着南北二山形成之山前冲积洪积物的堆积，並亦有因水流作用而形成的冲积沃州。这些沃州以走廊最富庶之处，河西走廊的許多重要的城鎮均建其上。

境内有二条較大的內陆水系即額濟納河与疏勒河，次为民勤附近之大东河与大西河，三水均发源于祁連山。靠祁連山之融雪补給为主，夏季之降雨亦补給河流。

額濟納河經張掖高台而北流穿过額濟納沙漠，至下游分成二支分別注入孛果湖与居延海，河流中下游有較大片的冲积层存在，形成水草丰富之牧场，該河之水量沿途流失极大，上游地区有近13—14亿立方公尺的水而每年流入湖中者僅3—4亿立方公尺，这說明其中有很大一部分强烈的补給了沿途的地下逕流。

疏勒河于河西走廊以西，河床多流經戈壁地带，流至玉門后折轉向西与下游敦煌河等支流汇合流入哈拉湖中，河兩岸有广大的冲积层发育。中游地段南岸潛水补給河流，北岸潛水則受河流补給(54)。

本区湖泊亦为逕流之終点，以阿拉善东南部分佈为多，大部为咸水湖，如察漢鹽湖与吉兰泰鹽湖等。西部僅孛果湖与居延海，标高850公尺亦为咸水。在額濟納河以西地表逕流极少，局部水流沒于沙漠之中不能汇集成湖，从这里亦可看出西部地区干旱的程度。

境内气候愈向西愈显干旱，阿拉善地区年降水量在100公厘以下，西部額濟納沙漠地区不足50公厘，雨季集中在7—8月。年平均相对湿度40%左右，亦为全国最干旱之地区。

## 2. 地層条件

本区主要为被华力西地槽褶皱带分割的古老地块，小部分地区属华力西褶皱带的范围。为天山华力西褶皱带分开之塔里木与准噶尔地块及东部之阿拉善地块，因自寒武纪开始即一直未曾遭受过海浸，因此此古生代以来无海相地层。塔里木与准噶尔经华力西运动以后形成盆地，燕山运动以后在崑崙与天山之麓沉积了厚的侏罗白垩纪地层。第三纪时在盆地边缘与山间盆地之区有第三纪陆相堆积。在塔里木西南边缘有局部第三纪海相沉积。喜马拉雅运动使盆地边缘产生了山麓褶皱。

华力西褶皱带地区古生代地层大部均变质，中生代地层以陆相砂砾岩为主。

本区内之古老基岩仅存在于局部山区，而第四纪堆积特别是风积则满布全区。

塔里木与准噶尔盆地中之古生代与中生代地层极少，仅在准噶尔东部北塔山双井子一带有古生代，为变质之沉积岩与砂岩砾岩等，石炭二叠纪的砂岩灰岩，中生代的砂岩砾岩与頁岩厚达10000公尺。第三纪地层在准噶尔盆地厚约5000公尺，分佈于盆地的西部、中部与南部为砂砾岩与泥灰岩。塔里木第三纪海相之砾岩、砂岩、泥灰岩含石膏。

阿拉善及西部沙漠石漠地区下古生代与中生代地层主要出露于龙首山、台黎山与馬鬃山地区，下古生代主要为泥质变质岩大理岩石英岩等。石炭二叠纪大部为砂砾岩、千枚岩、板岩、石灰岩等。中生代有侏罗纪之砂砾岩下部有变质现象，砾岩中含有石膏，白垩纪以砂岩与砂砾岩为主的山间盆地沉积。第三纪地层分佈很广且一般厚度很大，河西走廊与龙首山一带第三纪下部属甘肃系，为红色砂砾岩，厚达数千公尺，其中含石膏，上部为胶结之玉门系石层，額濟納旗天倉县附近有翰海砾石层。

境內之第四紀沉积具有自盆地边缘向中心遞变的現象，这种現象表现在沉积物的顆粒与成因类型的分带規律上。在山麓附近为粗大的块石与顆粒混杂的冲积洪积带，漸向盆地中心，則形成細顆粒的冲积洪积的尖灭带，再向盆地即为冲积带与冲积风积带(图4)。

首先叙述这种分带的第四紀沉积：

第一带山前冲积洪积平原带，此带广泛的分佈在崑崙山麓天山南北与祁連山山前地带，主要为漂砾、砾石与砂砾的堆积，其中包括一部分古代砾石层的堆积，如河西走廊之溫泉砾石层与天山北部山前砾石层在河流古阶地上可見，

亦可能属古代水川的堆积。在冲积洪积带之上所发育的水流亦形成冲积层的堆积。

第二带与第一带之尾缘多属细粒之堆积，是冲积洪积之尖灭带部分，为洩水之沼泽或生草之黄土类的亚粘土分佈地带。

第三带自尖灭带直到沙漠盆地之中部，包括穿过沙漠之河流冲积与风砂堆积。本带分佈范围最广，亦为本区特有的沉积类型。

另外，在本区无此分带规律的第四纪沉积：有大河流与古代河流的冲积层。如额济纳河、疏勒河、塔里木河、玛纳斯河等，在甘肃同心县附近第四纪层的厚度达370米未见基岩，岩性为卵石、粘土、粗细砂层。

湖相沉积层在湖泊与沙漠盆地之周围，如在阿拉善巴音乌拉北部盆地，其湖相剖面有砂砾层、粗砂、粉砂与粘土为钙质胶结，厚度8—10公尺。罗布诺尔周围有大片湖积层，系粘土淤泥与粉砂堆积。

### 3. 水文地质特征

#### 一、潜水类型及其特点：

本区的潜水类型无疑的受地质条件特别是第四纪地质特征控制着，因此使潜水也正如上述第四纪沉积一样具有分带的特性，这特性表现在潜水的化学性质运动条件与成因类型上。现以典型的沙漠盆地的剖面帮助说明潜水分带的特点（图5）。

首先是山麓坡积带的潜水，这是由于暂时性水流形成的，一般在洪水时期有水。其分佈的范围不广。

山前扇形冲积洪积带的潜水，是本区分佈最广而且是最有意义的潜水，包括在冲积洪积层上部所发育的潜水，如在河西走廊与天山、崑崙山、祁連山等山前地带均有存在。其顶部为粗粒的堆积，水流循环强烈，主要是重碳酸盐型的淡水，水流补给主要是融雪形成的地表水、基岩裂隙水、还有一部分大气降水。渐往冲积洪积层之尾端黄土性亚粘土带，由于地形坡度变小，同时颗粒性质变细，因此运动条件变缓。

水質由淡水漸變成礦化水。水之類型漸趨于硫酸鹽型。地下水亦較洪積粗粒地帶為高。

再向盆地則為細粒之排水不良的沼澤帶，地下水位多接近地表，水之礦化較高，多為硫酸鹽與氯化物水型。

沖積與風積帶的潛水，主要是存在於通過沙漠的河流沖積層中與局部沙漠盆地中。沖積層中潛水如同流有經常性水流者，潛水經常得到補充，故水量較大，同時多屬淡水或微礦化水。若是季節性有水的河流沖積層，則潛水水量一般不太大，旱季更小，水之礦化度較有經常水流者為高。這種通過沙漠的河流沖積層中，潛水對沙漠地區來說，是具有重要意義的。局部沙漠洼地中的潛水，一般礦化度較高。水之埋藏深度不一，以硫酸—氯化物型為主，在洼地中局部較高的地方高礦化的咸水之上有水量不大的微咸水存在，這種微咸水可供當地居民飲用或牲畜使用。由於這種微咸水是靠大氣降水而形成的局部水体，故在取水時不能太深，使用量也不能過大否則下部之咸水將代替之。

本區的潛水最終的排洩去路為蒸發作用，但不同類型的潛水之間尚有不同的補給與排洩的關係，沖積洪積帶的潛水受地表逕流與基岩裂隙水與大氣水補給，但沖積洪積尾部及尖滅帶則受上部的潛水補給，穿過沙漠的河流沖積層與局部沙漠洼地中的潛水，受河水與大氣降水的補給。

山前沖積洪積帶的水在賀蘭山山前地帶，潛水埋藏不深，礦化度不高，並有許多成泉出露，居民用以灌溉。在合黎山以北之洪積地區有很多質量好的泉水露頭。祁連山山前沖積洪積層中潛水廣泛分佈，在武威附近山前帶內打不深的井即可見淡水，可供居民使用，溫泉附近礫石帶中潛水距離地表一般4—5公尺，最深也不超過10公尺，水質好，供酒泉居民飲用及洗滌之用。在酒泉附近之赤金堡與惠同堡一帶，泉水普遍出自酒泉礫石層中，泉水流量10公升/秒，局部地區因與含可溶性鹽類的第三紀岩層有關，使水帶鹽味，含硫酸根與氮離子較多，礦化度2克/公升，不宜飲用(59)。天山沖積洪積帶中的水廣泛為居民使用。開鑿了許多坎井

引水。准噶尔盆地天山山前平原尾部干旱草原分佈地区，有埋藏不深的微矿化水，作为农垦之灌溉水源(72)，准噶尔盆地之北部阿尔布拉格以东戈壁砾石中有泉水出露。

洪积层上部发育的水流所形成的冲积层中潜水，在酒泉附近的河沟底部冲积层中有泉水流出，流量10—50升/秒，矿化度不高，宜饮用与灌溉(58、59)，惠同堡附近冲积层中潜水流量30公升/秒，青草湾一带河沟中冲积层厚达5—50公尺，为含水之砾石及砂土互层。乌鲁木齐河及其支流冲积层中(53)有重碳酸鈣型的水，固形物小于1克/公升，这种水大部出露于基岩裂隙带中，然而沿河谷向下潜水渐变为硫酸鹽，甚至氯化物水。乌鲁木齐河谷及冲积扇中潜水深度在灌溉地带为0—4公尺，固形物为0.3—7克/公升，所含离子以氯离子为主，硫酸根次之， $PH = 7 - 8$ 。在瑪納斯河河谷及冲积扇中潜水深度0—3.5公尺，固形物为0.1—1.0克/公升，主要成分为氯化物及硫酸鹽， $PH = 7 - 8$ 。这种潜水的化学成分与其特性証实了前述之愈向盆地水位愈高，水的类型愈趋于硫酸鹽氯化物型。

穿过沙漠之經常水流与季节性水流河谷冲积层潜水，在賀兰山套斯沟干河床冲积层中水量不大，成泉溢出甘肃景泰西北的60公里(10)之季节性表流的干河床中厚度不大的砂砾层上之淡水井流量每晝夜300—400吨(10)，武威附近之河床冲积层中均有潜水存在(60)。甘肃平罗西北(59)，厚度不大的細粒冲积砂中的含水层水咸，不宜饮用。另在疏勒河中下游地下水位离地面2—4公尺，該范围内有許多居民点与灌溉耕地，額濟納河二岸水草丰富为天然牧场。

沙漠洼地中的潜水，在阿拉善巴丹吉林沙漠中(62)区井水与泉水調查得知，潜水位距地表2—4公尺，水半透明或混濁具有咸味与苦味，並有臭气水中含氯离子、硫酸根較多，呈酸性反应。

湖相沉积层中的潜水在艾比湖与罗布諾尔等湖之附近可能存在，应为矿化度高的硫酸鹽—氯化物水。



基岩风化裂隙带的潜水，主要存在于变质岩裂隙风化带中为多，在潮水盆地变质岩裂隙中的水当地居民作饮用与灌溉，阿拉善沙漠东南部丘陵地区前震旦纪岩层裂隙中有泉水出露，流量不大，为 $0.1$ 公升/秒，含硫酸根、氯离子较多，此外在塔里木、准噶尔盆地边缘地带有许多裂隙泉，准噶尔东部花岗岩中有裂隙水流出成泉，石炭纪砂岩裂隙中有水(19)。

### 三、非自由地下水的类型及特征

1. 第四纪冲积层下部的非自由地下水，在巨厚的古冲积层下部每有存在。如阿拉善以南同心县之深井其古冲积层厚 $300$ 公尺以上，在 $130$ 公尺深处尚遇到含水之砂卵石层(62)。河西走廊一带厚层的河流冲积层中有丰富的非自由地下水，如酒泉附近所见河流冲积层厚 $5-50$ 公尺，砾土及砾石层中的水之矿化度为 $0.2-0.4$ 克/公升，水喷至地表，可作饮用(58)，这种水可能靠洪积冲积层中水补给。

2. 山前洪积冲积层下部与洪积扇尾部可能有水，在酒泉附近于 $73$ 公尺深处发现含水层，水面距地表一米，水质很好。一般这种水动力储量丰富水量也比较大。

3. 第三纪砂砾岩层中在本区普遍含水，在河西走廊地带第三纪砂砾岩中有许多涌泉，一般说水质不佳，以硫酸-钙-镁水型为多(<sup>56</sup>~~63~~)，在高台附近砾岩中之泉水为硫酸-氯化-钠水，砂岩中为硫酸-重碳酸-钠-钙水，在整个河西走廊西段甘肃系红色砂砾岩中的水多属硫酸-氯化物或氯化-硫酸盐之碱性水(<sup>56.57</sup>~~63-64~~)，甘肃系下部之疏勒河组阳离子之钙、镁较多，白杨河组中水质含钙、镁较多。但在强烈交替带范围内之砂砾岩层中仍可遇承压之淡水(58)。张掖附近野牛沟以西之水泉(~~63~~)为重碳酸-硫酸-钠水，这些水均可作饮用。从河西走廊第三纪岩层中水得知其流量一般不超过 $0.5$ 升/秒(<sup>56.57</sup>~~63-64~~、~~65~~、58、59)。第三纪岩层在有利的构造条件下形成许多小型构造盆地，以酒泉第三纪盆地为例(66)，祁连山麓为盆地之供水区，供水区以北青草湾老君庙一带为承压区，有头较大之含水层形成许多上升泉，高台西北一带为洩水地段，是河西走廊3

要农业区。按水的类型而定(58.51)补给区属重碳酸—硫酸—镁—钙水，在承压区由于岩石中可溶鹽被溶解，因此水的矿化度较高，属氯化—硫酸—鈉—钙水，洩水区为硫酸—重碳酸—鈉—镁水。

在阿拉善东南第三紀砾岩层中有泉水露头，水质稍带咸味，矿化度2克/公升，流量不大。天山南麓盆地边缘第三紀含盐层中有盐水泵。

4. 白堊紀砂砾岩层中的水見於河西走廊高台洛藏寺附近，其中有水量不大的泉水出露(5)多系硫酸盐型的水，惠同堡系砂岩、砂层中的水含硫酸根、氯离子较多，但民乐附近白堊紀砂岩中見有能作飲用的重碳酸—硫酸型的水，流量0.5公升/秒。

在阿拉善潮水盆地侏羅紀、白堊紀砂砾岩中有数层含水层，水可作飲用，其上分佈有居民点的水井。

5. 烏魯木齐以北侏羅紀砂岩中钻进时亦发现含水层，天山北麓侏羅紀砂岩中普遍发现泉水，少数泉有硫化氢的气味。

6. 在甘肃景泰西北(40)，二疊紀地层之中粒砂岩与砾岩层中有水量不大的含水层，呈泉出現，水流量4—5公升/秒。在甘肃平罗附近(59)之阿拉善沙漠的山地中，石炭二疊紀砂岩有許多水量不大的含水层。天山北麓烏魯木齐附近发现大量的泉至二疊紀，砂岩中流出(20)泉水为重碳酸鈣质水，固形物1克/升以下，水的补给主要靠天山上之融雪。烏魯木齐东北二疊紀层中有上升温泉，水温29°。有濃硫化氢气味。

7. 阿拉善南端(40)石炭紀砂岩及薄层石灰岩中有許多含水层，有时有很大的水头。

8. 天山北麓烏魯木齐附近发现流量有10公升/秒的泉水自泥盆石炭紀灰岩中流出(46)。

9. 寒武奥陶紀石灰岩存在的地方可能有喀斯特水。

非自由地下水的补给来源主要靠地表水或大气降水渗入补给，有洩水区即补给河流或潛水，封閉之構造带水几无排泄，也很少受近代水补给。

4. 結論：

本区为沙漠地带地表逕流极少，在这种情况下，地下水在人民生活与国民经济中起着决定性的作用，首先从本区初步了解的情况可作大型供水的有冲积洪积层中的潜水<sup>与</sup>非自由地下水及有经常性水流的大河冲积层中潜水与非自由地下水，因此在山前地带范围内，一般來說解决大型供水还是不太困难的，作为祖国未来工业基地的河西走廊地带解决灌溉与工业用水的问题是不大的。解决小型供水的有穿过沙漠的河流，季节性水流的冲积层与干河谷冲积层中的潜水，可以补给当地居民饮用与小型灌溉，本区内之泉水在有基岩的地区还是普遍存在的，亦可利用作为小型供水之水源。局部沙漠洼地中的微咸水可以供人或牲畜饮用。唯本区内在利用地下水时要注意其季节性的变动，灌溉区内要注意防止鹽渍化问题，注意灌区内地下水的动态，以掌握其规律合理的进行灌溉。

### III<sub>3</sub> 鄂尔多斯沙漠高原潜水和非自由地下水区

#### 1. 位置及自然特点：

本区在河套平原以南，黄土高原以北，政区为伊克昭盟自治区。东、西、北三面均以黄河为界，南面以长城使沙漠高原与黄土高原分开。区内大部为沙漠与石漠，草原分佈不多。地面少受切割，地形起伏不大，一般高度在1200公尺左右，中部稍高，西部有桌子山聳立高峰达3000公尺。东北部与南部为半农牧之草原与沙漠地带，西部与北部多为沙漠与石漠。

境内地表逕流稀少，河流短小，由于高原中部较高而略向四周傾斜，因此水流多向四周幅射流入黄河。水流多在东部与北部，在高原中部有浅而不大的咸湖星罗棋佈汇集着中部的地表逕流，这对潜水來說有着密切的关系。

本区气候寒冷干燥，大陆性亦頗强烈，气温由南往北逐次降低，一月平均气温为 $-6^{\circ}$ 至 $-14^{\circ}\text{C}$ ，七月为 $22^{\circ}$ 至 $24^{\circ}$ 之間，年降水量东北部较多，約为200至300公厘，中部最少在100公厘

以下，境內全年相对湿度在50—60%之間。

## 2. 地质条件：

鄂尔多斯高原在第四紀以前的地质发展与陕北黄土高原基本上一样的，其下部有古老的結晶基岩形成稳定的地块，基底是由古老的片麻岩組成，为棹子山所見。下古生代时可能为海水入侵沉积了寒武奥陶紀的灰岩，此后即一直沉积陆相地层。华力西运动以后与陕北黄土高原形成鄂尔多斯盆地，因此沉积了中生代各期的砂頁岩煤系与含油之陆相地层。由于下部为堅硬的結晶岩块，所以各期之造山运动对本区无显著的成績，第四紀以后本区广泛的复盖了风砂堆积。

从上面可看出本区与沙漠盆地水文地质区在深层水方面有显著的不同。

境內之基岩出露不广，主要在棹子山区有太古代桑干片麻岩，震旦紀之砂頁岩与石英岩，寒武紀与奥陶紀之石灰岩、頁岩与砂岩，石炭二疊紀之砂頁岩煤系，二疊紀之砂頁岩，中生代的砂頁岩，第三紀的紅色粘土夾砂岩。

第四紀地层：首先在本区广泛分佈着风积砂，冲积洪积层分佈在棹子山麓与清水河附近之山麓带。冲积层分佈在清水河一带与其他較大的河流附近。在高原中部湖泊分佈区可能有近代湖相堆积。在棹子山一带石灰岩区有石灰华的沉积。冰水堆积可能存在于棹子山东南。

## 3. 水文地质特征：

本区潜水从内部自然条件而言，高原之三面为黄河所經，因此破坏了像塔里木等沙漠盆地所存在的那样的潜水分带的規律，同时在本区内沒有因为高山所形成的較大的水流，因此也就不会有較广的冲积层存在，故本区的潜水一般是不及第二副区发育的，且一般潛水矿化度較高，具有咸味或苦味。

本区内目前由于极少有实际水文地质資料，僅能对含水层进行一般說明。

山前冲积洪积层中的潛水在棹子山与清水河附近的山麓地带，其下部亦可能有非自由地下水存在，一般水质好，矿化度以重碳酸鹽型水为主，具有較大的动儲量，主要靠地表逕流补給。河流冲积层中潛水在清水河其他黃河支流冲积层中，一般应为重碳酸鹽型之淡水。主要靠河水补給。

局部沙漠洼地冲积层中的潛水，一般为矿化度較高的咸水，有时有少量的微咸水，可供牲畜之用。

基岩风化裂隙带的水主要存在于有基岩地区，也可能有承压的構造破碎带的水。

鄂尔多斯南部侏罗紀砂岩中之含水层其中有泉水流出。

三疊紀之中粒砂岩中亦有泉水出露，流量为1—5公升/秒，水可作飲用，延長綫砂岩中之水可作飲用<sup>(10)</sup>，下三疊紀石千峰砂岩亦含水<sup>(48)</sup>。

二疊紀石盒子系砂岩有水量較大的含水层在鄂尔多斯高原东部<sup>(49)</sup>，該层中流出之泉湧水量6.7公升/秒，含水层厚82公尺。最小之湧水量在含粘土的砂岩中为0.2公升/秒。

石炭二疊紀月門沟系之砂岩砂質頁岩在高原东部准噶尔旗<sup>(48)</sup>，有許多泉水流出自該层中，流量測定結果0.07—2公升/秒。棹子山附近石炭二疊紀砂岩含水，流量2—3公升/秒。

石炭紀太原系中有泉水，水之矿化度2克/公升， $PH=5$ 。

奧陶紀灰岩中有水，在托克旗附近呈泉湧出，棹子山一带有石灰华沉积，估計亦有較大量的水。

本区之地下水的补給來源主要靠大气降水和由降水而形成的地表逕流，水之排洩部分通过小的河流排洩到黃河之中，大部还是由蒸发而消耗。

#### 結論：

本区之地下水缺乏，第四紀地层的水分佈不广，除局部地区有山麓冲积洪积带的水与河流冲积层中水，但这种水是否能供給大型供水尙待研究。基岩中的水以三疊紀中粒砂岩与二疊紀的砂岩水量較大，可考虑作为大型供水。另外，石炭紀砂岩、奧陶紀灰岩中的水均可作为小型供水之用。

### Ⅲ 天山与阿尔泰山山地潛水和非自由地下水区

#### 1. 位置及自然特点

天山、阿尔泰山位於我国新疆境內，天山略呈东西向伸延，分隔着塔里木与准格尔二个沙漠盆地。为一系列大致平行的山脈組成。山勢西高东低，西部高度大部在 4000 公尺以上，並有冰川現象造成奇突之山形，东部高度多在 4000 公尺以下，向东漸隱沒於戈壁之中。

天山山地之主要特点：由於是一座复向斜山地，而在山脈之間形成許多大小不等的山間盆地，其中为哈密盆地高度为 762 公尺，附近山高为 1500 公尺，唯盆地形勢不太明显。吐魯番盆地位於博格多与觉罗塔格山之間，周圍高山 1000—1400 公尺，但盆地之高度都在海面以下，中央部份觉罗浣湖泊之湖面在海面以下 283 公尺。焉耆盆地為博斯騰湖之湖盆。鎮西盆地地形非常閉塞，海拔 1496 公尺。

阿尔泰山由一組阶梯状的山地組成，在我国境內只阿尔泰山南坡之一部份，呈西北走向，形成我国与蒙古之界岭。山地遭到强烈的切割，在分水岭地区主要山峰高度达 3500 公尺。在山坡中部生长着草地与森林，植物生长情况較天山为盛。

天山区之水流主要按水源之不同可分为二类，一种是季节性融雪作为补給水源的，該类河流之特点是春季及初夏水流量大，而夏季水小。另一种是靠天山頂部冰川在夏季时融化补給的，則夏季河水量大，到秋季冰川停止融解則河水減少。阿尔泰山区之河流，由於境內降水量多，故河水与降水的關係密切，在六月降水最多时同时也是河流最高水位的时节。这些地表水流的动态对地下水的动态也有着很大的關係。

以气候而言，天山区內西段較东段为潤湿，同时南北坡亦不相同，表現在北坡雨水較多气温較低雪綫在 3500~4000 公尺，而南坡雨水較少，气温稍高故雪綫亦較高，在 3900~4000 公尺之間。天山北坡植物生长較为繁盛，有林蔭与草原，南坡較差。按整个天山來說气候与植物生长

随高度而变化的现象显著，北坡 1800 ~ 3000 公尺之处生长有樺树及其他树木，3000 ~ 3500 公尺为草地，3500 公尺以上则为积雪与冰川地带。南坡由於日照之差異蒸发强烈不宜植物生长，僅在积雪带以下 2100 ~ 3000 公尺处有夏日牧场。

在阿尔泰山 1500 ~ 2000 公尺高的地区年降水量 200 公厘，形成草原地带；2000 ~ 2500 公尺地区降水为 500 公厘，2500 公尺以上地区降水亦在 500 公厘以上。

从上述情况说明天山与阿尔泰山均有明显的自然景观的垂直分带现象，这也显示了水文地质条件随高度变化的特征。

## 2. 地质条件：

本区基本上是华力西运动所形成的褶皱山地，燕山运动与喜马拉雅运动继续作用於本区使褶皱山进一步发展而至当前的形态。

境内古生代以前一直为海水所浸，沉积了古生代各期的海相地层，现已大部变质，中生代与第三纪地层为陆相沉积多未变质，分佈在山間盆地及山前凹地。

前寒武纪变质岩：分佈於额尔齐斯河上游与东、西天山，主要为片麻岩片岩並有火成岩。震旦纪在庫魯克山有石英岩砂岩等下部有冰碛层。

下古生代地层发现於天山中部与西部，多为千枚岩，砂岩，板岩結晶灰岩等。並有奥陶纪石灰岩，博格多山一带有泥盆纪之砾岩与灰岩。

石炭纪在天山以海相石灰岩为主，阿尔泰为砂頁岩与石英岩等变质岩，天山之岩浆活动在下石炭纪最为剧烈造成广泛的花崗岩侵入。

二迭纪在天山为砂頁岩与灰岩，烏魯木齐一带即有下二迭纪灰岩，阿尔泰以陆相砂頁岩为主。

中生代地层在阿尔泰区未发现，天山区为陆相砂頁岩，砾岩，三迭纪在孚远与烏魯木齐一带为紫紅色砂砾岩，侏罗纪在天山很发育主要为砂岩，白堊纪为紅色砂頁岩之盆地沉积。



第三紀分佈於山間盆地與山麓邊緣地帶，在天山稱庫車系為砂礫岩厚度5000公尺。

#### 第四紀地層：

有山間河谷近代沖積層，如在伊犁河等較大的河谷中存在，主要為砂與礫石層。山間盆地中的邊緣地帶之沖積洪積層，如在吐魯番盆地內與其他山間盆地均有。另有局部的冰磧層與湖積層，見於吐魯番與天山西部。

### 3. 水文地質特征

#### 一、潛水的類型及特征

洪積沖積層中的潛水分佈在盆地之邊緣，為哈密、吐魯番、善部、托克遜等縣境見有很多水井與坎井分佈於沖積洪積層上，說明其中有地下水存在的事實，在吐魯番以東6公里之雁木西附近(23)有下降泉流出於山前沖積洪積層中，水量175公升/秒，水質淡可作飲用。水之補給來源主要是高山融雪形成之水流。

山間盆地中部的潛水，一般潛水水位很高，礦化度也較高，並且亦具有愈向盆地中心礦化度漸增加之趨向。為吐魯番盆地中(21)一方面由於盆地閉塞，另一方面因海拔低於海平面水之運動條件極差，因此水質礦化度高。從盆地內之土壤分佈情況亦反應了潛水的特性，在山麓地帶為棕漠鈣土的干旱草原，在山前平原帶內為石灰性沖積土發育成的灰漠鈣土，而漸向盆地中部為廣泛的鹽漬土區，在覺洛浣湖之周圍為草木不生之硬鹽土。因此盆地中之潛水很可能從邊緣部分之重碳酸鹽水，漸向盆地中心過渡成為硫酸鹽型，以致變成氯化物水。然而在盆地內局部較高的地方仍可遇到少量的礦化較低的微鹹水或淡水，能供當地居民飲用。

第四紀沖積層中的潛水，見於吐魯番城北關店坎(22)，水之流量1公升/秒，為重碳酸—鈉水，當地居民作為飲用與灌溉，另在伊犁河與山區較大之河流均可能有沖積層潛水存在，水量較豐富，可能以重碳酸鹽型水

为主。潛水主要靠地表水滲入而補給。

第四紀冰磧層中的潛水，在天山西部可能廣泛存在，見於烏魯木齊附近冰川礫石層中之潛水<sup>(24)</sup>，水面距地表4~6公尺，水量不大。

### 二、非自由地下水的類型與特征

第四紀沖積洪積層下部可能有較豐富的承壓水，一般礦化度不高。

第三紀砂岩中可能含水，在岩性富含溶鹽的情況下水質多不佳，礦化度高，強烈交替帶內的水多半可飲用，一般說水量不大。

吐魯番善鄯一帶白堊紀底部砂岩中見有水量不大的含水層，水中含鹽較多具有鹹味，其中並有熱水泉，礦化度90克/公升氯離子之含量佔陰離子之95%，水溫23°C，屬氯化鈉水。

天山北坡之許多古老基岩中含水(15, 16, 17)，侏羅紀砂岩，二迭紀砂岩，與泥盆石炭紀之灰岩中有許多水量豐富的泉出露。烏魯木齊水磨溝一帶侏羅紀砂岩中見水量不大的含水層。哈密附近侏羅紀砂岩中水之流量為1.4公升/秒<sup>(78)</sup>。

在伊寧附近侏羅紀之砂礫岩中含有較多的地下水(56, 57)三迭紀之砂岩中在伊寧「蘇肉克」久而它溝有很多泉水的露頭。

在天山北部二迭紀砂岩中之含水層是非常發育的，烏魯木齊附近二迭紀岩層中有溫泉，水鹹，有硫化氫氣味，水溫29°C，水可供洗滌與沐浴之用<sup>(79)</sup>。

寒武奧陶紀之灰岩中可能有喀斯特水。

至於阿爾泰山區目前尚無實際資料，據自然情況推測其地下水較天山區為豐富。第四紀松散岩層分佈較廣<sup>(25)</sup>，植物生長繁盛，同時境內降水豐富，造成含水的有利條件。

### 4. 結 論

本區之大型供水除地表水而外可利用山間盆地邊緣之沖積洪積層中

的潛水與非自由地下水或是較大的河谷沖積層中的潛水，這些水有較豐富的動儲量，多為淡水或微礦化水。另外在本區值得注意的是許多古老岩層中流出的泉水一般均可採用作為小型供水，局部水量特別大者亦可用作大型供水。小的河谷沖積層與侏羅紀，三迭紀和二迭紀砂岩中的水也可作為小型供水之用。

### Ⅲ 陰山山地潛水和非自由地下水副區

#### 1. 位置及自然條件

本區包括阿拉善沙漠以東的賀蘭山，蒙古高原以南之大韋山烏拉山狼山等不高的山地。大韋山屹立於河套歸綏平原以北，南坡陡峻向北漸隱沒於蒙古高原之中，形成蒙古高原內陸水系與黃河等入海水系的分水嶺。大韋山主峰在呼和浩特附近高達2850公尺，一般之海拔高度在1500~1800公尺之間，高出河套平原約1000公尺。賀蘭山高度為1500~2500公尺，亦形成為阿拉善沙漠之內陸水流與黃河之分水界限。

大韋山一帶發育着許多山間水流與河溝，南坡之水流入黃河，北坡入烏蘭察布沙漠草原。南坡最大的河有崑崙崙河。6~8月為洪水季節這也可能是大韋山一般河流之洪水期，沿崑崙崙河河谷廣泛發育着河流近代沖積層，河谷出口還形成廣大的沖積洪積扇。

該區所以與天山區分為兩個不同的水文地質副區，其一方面是由於地質條件的不同，另外在山形上本區主要是中等山地，同時不具有像天山那樣有許多大小不等的山間盆地，並從一系列自然條件的推測本區的水文地質條件較天山山區為差。

#### 2. 地質條件

東西走向之大韋山又稱蒙古地軸，大部為寒武紀以前結晶基岩組成，境內一直未曾遭到海水的入侵因此也就沒有各時代的海相的沉積存在。從所分佈的岩性而言主要為片麻岩與片岩，所存在的水成岩很薄，零星分散

於古陸的低凹地帶，很多地區只有第四紀沉積覆蓋，中生代時經過燕山運動發生褶皺與斷裂並有酸性火成岩的侵入。

賀蘭山的地質發展歷史與大韋山不同，為燕山運動造成的褶皺山，主要為各時代的沉積岩形成，就岩性而言與華北地區相同。

前震旦紀之變質岩系廣泛分佈在大韋山狼山烏拉山一帶，主要是片麻岩片岩花崗岩等。在賀蘭山有分佈不多的桑干片麻岩。

震旦紀地層在大韋山地區陶林縣以西，北安以北出露，以砂質灰岩為主並有砂頁岩石英岩等。在賀蘭山北部為砂質灰岩石英岩與板岩。

寒武紀地層主要出露於賀蘭山地，以薄層灰岩夾頁岩與鮎狀灰岩為主，此外還有奧陶紀灰岩。

石炭二迭紀在大韋山區見於五原縣以北為砂頁岩砂岩與礫岩，賀蘭山區僅在北部為砂頁岩與薄層石灰岩。

中生代地層僅見於薩拉齊以北局部地區屬侏羅紀之陸相砂礫岩與泥灰岩。並存在於賀蘭山中南部為砂礫岩厚達 2000~3000 公尺。

第三紀地層分佈於賀蘭山之東南坡與西坡上部為砂岩粘土夾礫岩下部以礫岩為主，大韋山區主要為新第三紀紅粘土夾砂礫，見於武川、固陽附近為盆地沉積。

#### 第四紀地層：

山間河谷近代沖積層，普遍發育於大韋山區之河谷中，如包頭附近的崑崙崙河河床中，河床沖積層之寬度在一公里左右，北段最寬可達二公里。劉寶窰子溝、哈德門溝等均有砂礫與卵石形成的沖積層。武川以北的錫拉木倫河與哈爾紅河等均可能有沖積層存在<sup>(23)</sup>。賀蘭山區亦有分佈。

坡積層在山麓地帶主要為碎石與不少的細粒堆積。

風化殘積層與風積層。賀蘭山地區可能還有冰川堆積。

### 3. 水文地质特征

#### 一、潜水的类型与特征

经常水流的河谷冲积层中的潜水，主要补给来源为地表水，水质以重碳酸—钙型为主，水位一般离地表2~5公尺，6~8月可能为水量丰富的季节。如包头以北不远的崑独崙河冲积层中流出的泉水17公升/秒，包头附近刘宝窰子沟冲积层中潜水，埋藏深度0.5~1公尺，含水层为砾石，砾砂层，粗砂与中砂，含水层埋藏深度在1~5公尺最深处达20公尺，抽水下降0.5公尺的涌水量为17公升/秒，水之补给靠降水与裂隙带中的水(27)。

山区干沟冲积层中潜水，水量不大，包头附近二老虎沟中(27)冲积层泉水流量0.3~0.5公升/秒，一般水井之涌水量为0.3公升/秒左右。在贺兰山石炭井干沟河床冲积层中潜水，水位二公尺。套斯干沟河床冲积层中水量较大，水位距地表八公尺，所出露之泉水集成地表逕流流量2700立方公尺/日(12)。

大韦山南麓局部坡积层中有潜水存在，其上有不深的水井。

#### 二、非自由地下水的类型与特征

构造破碎带中的非自由地下水，见于贺兰山之石炭井矿区以北二迭纪与三迭纪砂岩的构造破碎带中，流量约0.5公升/秒(2)。大韦山之花崗片麻岩中构造裂隙带颇为发育且其中有承压水与涌泉，並作为城市供水之用(60)。

第三纪砂砾岩层中可能有水存在。

侏罗纪砂岩中含水层见于包头东北30公里处(28, 29)，在强烈交切带内有淡水，在深处之砂岩中有固形物大于3.5克/公升的氯化钠水，含水量很小。

在贺兰山北段(12)石炭二迭纪砂岩与含煤之岩层中有几层含水层经抽水

結果湧水量為10公升/秒，該層中所流出之泉水礦化度為1克/公升，水略帶鹹味為硫酸—氯化—鈣—鎂水。

在賀蘭山地段奧陶紀之石灰岩中可能含有較大的喀斯特水。

## 4. 結 論

本區可作為大型供水的首先是較大的有經常性水流的山間河谷沖積層中的潛水。干溝與小的河谷中沖積層潛水可作小型供水與有大片補給區的石炭二迭紀砂岩層中的水，及奧陶紀喀斯特水可作為小型供水。基岩裂隙風化帶的水在本區還是相當重要的，可作生活用水之水源。

## III 河套與銀川黃河沖積平原潛水和非自由地下水副區

### 1. 位置及自然條件

本區為黃河中游的二塊沖積平原，河套平原有史以來即一直是黃河流域最富庶的地方，其北界為大韋山與狼山、南為鄂爾多斯沙漠高原，形成大韋山前之凹陷地帶，東起自呼和浩特與托克托以東約30公里，西至米倉縣附近，東西長約300公里，海拔高度在900~1100公尺。銀川平原西以賀蘭山為界東隣鄂爾多斯沙漠，南北長約150公里，高度亦在1000公尺左右。這兩塊平原是我國最早開始灌溉而且是灌溉景現極其繁盛的地區，特別是河套平原範圍內，因此這也就是本區一個主要的特点，從水文地質觀點去考慮即是人為的影響在本區內是相當大的。

境內之地表逕流主要即是黃河，根據所得初步資料黃河是受本區地下水補給的(23)。此外即是廣泛分佈於全區的灌溉系統，這些灌溉系統內的地表水與灌溉水均補給着境內的地下逕流，不少地區由於不合理的灌溉方法而造成了大片的鹽鹼地。

### 2. 地質條件

本區為第四紀的一個沉降區，第四紀以來堆積了厚層的疏松沉積，白堊紀以前與蒙古地軸同屬一體，第三紀中新世時古陸發生斷裂形成山前

凹陷之河套平原。第三紀初期可能是一个下陷的内陆湖，造成了淤泥湖相沉积，由於以后大韦山不断上升則在山前地带造成了广泛的冲积洪积层。湖相沉积时期因气候干燥沉积了芒硝泥灰岩等的物质。

银川平原之地層发展史略有不同，其下部不像河套平原有結晶片麻岩的基底，而为古生代与中生代的沉积层，燕山运动期贺兰山造成以后，亦发展成为山前凹地，后来堆积了黄河沉积与山前地带的冲积洪积。

本区内全是第四紀松散岩层覆盖，按岩性与成因主要可分二种：即是河流冲积与山前之冲积洪积物之堆积。

河套平原之第四紀冲积层厚度很大据最近之钻探資料得知在河漫滩部份第四紀覆蓋在 130~300 公尺(3)，厚的第四紀沉积亦证实該区为第四紀下沉地带。第四紀沉积层的性质为各种顆粒大小不等的砂与砾石及粘土的互层，这种砂质粘土互层的沉积物之下即为时代未确定的湖相淤泥层，再下即为古老的片麻岩(4)。

银川冲积平原之冲积层性质与河套平原不会有什么不同，从堆积之厚度而言当在 350 公尺以上，为各种顆粒的砂砾石互层。

山前冲积洪积层广泛存在於靠近大韦山与贺兰山山前地带，宽度由数百公尺至数公里不等，在贺兰山附近自南向北逐渐变窄。

## 2. 水文地质特征

### 一、潜水的类型与特征

黄河冲积层中的潜水受着雨水与地表水的渗入及冲积洪积层中的潜水的补给，水质矿化度低，矿化度不高，含水量较丰，如包头附近(5)冲积层中潜水类型为 0.5~2 公尺，呼和浩特一带在 3 公尺左右，后套平原亦有分布，潜水的补给除近黄河水流坡施夜小流连续漫水外即潜流，从包头附近(6)冲积层中涌出水量， $6 \sim 1350$  立方公尺/日。黄河冲积层中潜水，为无色无味之淡水，矿化度 0.3~1 克/公升， $22 \sim 24^\circ \text{C}$ 。



：以重碳酸—鈣，重碳酸—鈉水為主；接近黃河地區礦化度漸高，為1~3克/公升屬硫酸鹽水。局部較低凹地方，如包頭附近舊灰窖子一帶(27)水之礦化度1.8克/公升，含氯量為5克/公升，硫酸根1.5克/公升，為氯化物水；尚有極個別地區礦化度在3.0克/公升以上。從以上水的礦化度與化學類型可看出大韋山山前沖積平原潛水之分帶的規律，由大韋山麓向黃河礦化度逐漸增高，水的類型由重碳酸鹽型過渡到硫酸鹽型後形成氯化物水。

在銀川平原地區(30)沖積層中潛水距地表約2~3公尺，一般水質尚好， $PH=7.5\sim 8.5$ ，礦化度大部5克/公升(31)，在較低凹處水常帶鹹味。

另外即在河套與銀川平原由於不合理的灌溉而造成不少鹽鹼化地區，在這些地區一方面是潛水位很高，同時水之礦化度也是較高的，如不加以防止，土壤的鹽鹼化將愈加發展。

致於沖積洪積扇地帶的潛水，主要是靠雨水與山區的逕流補給的。在大韋山麓地帶(32)沖積洪積之上部水深24~25公尺，最深处達60公尺，尾端地帶較淺，一般在三公尺左右。含水層之埋藏深度在北部約為35~40公尺，南部近尾端達三公尺左右，含水層深度1~3公尺，岩性為礫砂與碎石，局部有粉砂與細砂，出水量不大，僅3~16立方公尺/日。最大也只是50立方公尺/日。水的類型為重碳酸—鈣水，礦化度0.2~0.5克/公升。但在劉家窪子溝沖積扇附近砂礫含水層中，抽水下降6公尺，日產水量1.2公升/秒。賀蘭山東麓一帶沖積洪積層中從大量泉水的流出證明有豐富的潛水存在，當地居民用於灌溉。

### 二、非自由水<sup>地下</sup>的類型及特征

在河套平原地區第四紀沉積層下部有豐富的承压水層存在，包頭附近含水層埋藏深度6.5~8.8公尺，由砂礫組成，單位涌水量1.4公升/秒，但最大可達2.6公升/秒。在河套平原之磴口附近(33)在7.4公尺附近遇

顆粒大小不等的砂礫含水層，厚度  $1.0 \sim 7.4$  公尺，壓力水位僅離地表一公尺，抽水下降  $8.5$  公尺時單位湧水量為  $5.36$  公升/秒。根據鑽探得知在地表以下  $50 \sim 250$  公尺深度在不同地區內均可遇到強大的第四紀承压水層，最大之壓力水頭有達  $200$  公尺者。

大韋山前沖積洪積層下部的承压含水層(27)，埋藏深度  $50 \sim 200$  公尺，含水層厚一般為  $15 \sim 25$  公尺，由礫石碎石各種砂粒組成，水位深度  $30 \sim 33$  公尺，水頭壓力  $20 \sim 27$  公尺，單位湧水量  $0.3 \sim 0.8$  公升/秒。

銀川平原地區內沖積層與山前沖積洪積下部亦應有較豐富的非自由地下水存在，目前無實際資料尚待今後之証實。

#### 4. 結 論

本區的地下水源是極其豐富的，沖積層與洪積沖積層下部的非自由地下水，其水量豐富，水質亦佳，能作大型供水。沖積層與沖積洪積層上部之潛水均可作為小型供水。唯本區內進行灌溉時應特別防止鹽漬化現象的發生，在用山前沖積層中的水時要注意水源的防護。

### III 陝甘黃土切割高原潛水與非自由地下水副區

#### 1. 位置及自然條件：

廣義的黃土高原包括陝西秦嶺以北，甘肅東部，山西全部，河北北部與河南西部山地，而本區所討論的範圍是其主要的部分即陝西的北部與隴東隴西一帶。

本區北部略以長城為界，其北則為鄂爾多斯與阿拉善沙漠，東界呂梁山麓亦大致與黃河吻合，為鄂爾多斯地台的東緣，南至渭河以北與秦嶺崑山之北麓，西至蘭州與永登附近，為一片厚層黃土覆蓋的具有獨特的地質、地貌與水文地質條件的區域。

整個黃土高原的地形還是有較大的起伏的，陝北部份高度為  $500 \sim 1500$  公尺由南向北逐漸隆起，甘肅部份地勢較高多在  $1000 \sim 2000$  公尺之間

，其中包括着南北走向的六盘山山地与賀兰山以南高达3972公尺的馬鞍山。

高原上受着黄河的支流水系与黄河两岸水流的冲刷与割切，强烈的破坏着地表形态，因此使高原之地形显得非常破碎，东部地区尤其厉害，黄河两岸冲沟割切得最深者达150公尺左右，高原中部有不少河流切割於中生代的基岩中，所有黄土高原上的这些河流与冲沟对地下水来说有着很大的意义。

从黄土高原上地形的发育可分为三种类型或者說成是三个阶段，即所謂“原”“梁”“峁”三种地形(33)。“原”为原始的黄土高原被切割的阶段表現为一种幼年期的地形，基本上还保持一片平台。“梁”为高原被侵蝕已至壮年期阶段，保留着小面积的平台而他們的高度大致在同一个高度上。“峁”为个别独立的园形山丘，为“梁”的进一步发展，形成老年期地形，多存在於高原的边緣部份，中部以“原”为主。

本区地表水流均属黄河水系，呈树枝状发育，主要为泾渭洛三河，一般最高供水位在6~7月，此时下游地区强烈的补給地下水。三者之中以渭河为最大自西向东流至潼关入黄，在中游地段沿河流形成了一系列的开闢河床与小型盆地，於其中有河流冲积层的堆积。泾河与洛河之冲积层可能不如渭河发育，目前尚无資料証实其存在的地点但根据高原上主要城镇的分佈均於河谷地带及其附近，因此居民用水除河水而外可能还利用冲积层中水。

气候特征属於滨海与内陆的过渡型，年降水量250~500公厘雨季集中在夏秋之間以暴雨为主，年平均相对湿度在60%左右，由於气候条件控制与土壤被强烈的溶滤而形成一种向沙漠过渡的自然景观(35, 36)。

## 2. 地质条件

本区在构造单位上主要是在鄂尔多斯地台范围内，兰州附近属隴西地块与一部份在华力西褶皱带内。六盘山以东为鄂尔多斯地台，基底为古老的变质岩組成，古生代初期可能局部遭受到海侵，华力西二迭紀以后发展成为盆地，沉积了中生代陆相地层，白堊紀末期之燕山运动六盘山上升直到如

今仍有上升現象存在，鄂尔多斯地台在喜马拉雅运动时受了西部的运动使第三紀紅砂岩产生了  $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$  的傾角。第四紀时全区覆盖了黃土，對於黃土的成因与厚度說法尚不一致，旧的說法认为系风成，有的认为是水成而現今調查认为有风成亦有水成者。根据陝西韓城郃阳县黃河沿岸情况黃土之厚度在 100~200 公尺間下部与第三紀紅砂岩略成不整合接触，有明显的水平层理，系紅黃土与大孔性黃土互层有时夹有砂层与鈣質沉积层，不过这种现象也可能僅是那一帶地方，若僅根据这种现象似为<sup>水</sup>成成因，但这問題的解决尚有待今后調查研究。

本区基岩大部份为黃土所覆盖，僅出露於六盘山馬脚山与陝西韓城郃阳黃河沿岸山地与河谷附近。

前寒武紀片麻岩等之变質岩在馬脚山与隴西一帶为主。

下古生代在隴西主要为变質岩，渭北地区有寒武紀状灰岩頁岩等与奥陶紀的馬家沟灰岩。

石炭二迭紀地层見於渭北銅川附近有山西統及太原統之砂頁岩煤系，二迭紀石盒子統的砂頁岩砾岩。

中生代地层主要出露於河谷附近於陝北韓城一帶及六盘山地区係陆相之砂頁岩，三迭紀石千峰系厚度达 1000 公尺左右其中含石膏，瓦窑堡統砂岩厚約 1000 公尺，白堊紀地层在泾河流域为官厅砾岩厚 20~100 公尺，六盘山地有六盘山砾岩。

第三紀在隴西謂甘肃系为紅色砂岩为主每夹石膏沉积，六盘山地謂固原系为疏松之砂砾岩粘土含石膏与岩鹽。保德附近有三趾馬紅土下部有砂砾沉积。

第四紀地层主要为黃土按顆粒成份而言为砂粘土与粘砂土夹不厚的砂层与薑結层，在隴西部份黃土底部有时有韦水砾石层。黃土之特性垂直节理发达，受水流作用易於冲刷形成許多似喀斯特地形。

河流冲积层在渭、泾、洛河及其支流的河床中或开濶盆地中存在。

山麓冲积层共积层在大盘山与周山山山麓地带。

## 二、冲积层

本区的潜水有河流冲积层，谷地冲积层，山麓冲积层，与黄土层中或底部之砂层及砾石层中的潜水。

河流冲积层中潜水，在渭、泾、泾河及支流河床中，一般为重碳酸盐类的淡水，水量较丰富，水位多不经过5公尺，高原塬地上最深达10公尺左右。如泾河上游河谷冲积层中潜水位升为5公升/秒。渭北的许多支流河床中亦有冲积层，使用附近潜水河床冲积层之含水层为卵石夹粘土厚4.8公尺，潜水位离地表3~4公尺，较高的塬地上10公尺以内均可见潜水之水源主要是河流补给。

黄土层中砂层或底部砂砾层中的潜水，其特点是埋藏很深，在陕西韩城郃阳县境黄河高级塬地上标高500余公尺其上水井分佈极少，若有则井深多在70~100公尺之间(37)，含水层为下部的砂层，水质很好，居民作饮用，经分析结果矿化度多不超过1克/公升局部1~2克/公升。如山西南部黄河两岸塬地上井水的化学类型属重碳酸—硫酸—钠—钙水。含水层为砂层或砂砾石层，唯水量均小于0.5公升/秒。在隴西部份黄土层下部局部地区有韦水系砾石层中潜水，可能是古代水文网分佈的地区，在兰州附近韦水砾石层中有大量泉水流出(36, 39)，六盘山附近亦有流自该层的泉水，水的类型属氯化—硫酸—钠—镁型，固形物大于1克/公升(38)，在由于地形条件改变的情况下，地下水化学成份亦有所改变，可能形成重碳酸盐类淡水。至於黄土层中水的补给条件目前尚无更多确切的资料说明，不过从黄土的特性而言具有发达的垂直节理可能地表水与降水藉此节理流入和黄土本身微弱的渗水作用而形成。其排泄条件主要是依靠高原上的河流与冲沟最后流入黄河。

## 三、非自由地下水的类型与特征

基岩中的水見於第三紀白堊紀砂岩砾岩，侏羅紀砂岩二迭三迭紀砂岩

与奥陶紀的灰岩之中。

在六盘山东部发现有流量不大的泉(41)，出自第三紀紅石溝系及周家砂岩中，水有鹹味与苦味。第三紀紅色砂岩中有淡水泉，流量 1 公升/秒，居民作为飲用。第三紀砾岩中的水，出水量 0.2~0.7 公升/秒，水能供居民用作烹飪之用。

六盘山区白堊紀薄层泥灰岩中有淡水泉自裂隙中流出，流量小於 1 公升/秒，砂岩中的泉水流量大於 1 公升/秒。

侏罗紀砂岩可能有含水层目前情况不明。

三迭紀砂岩中普遍发现含水层，在渭北地区石千峰系底部砂岩含水层涌水量 0.05 公升/秒(43, 59)，在隴西景泰附近三迭紀砂岩普遍有水量不大的含水层。

二迭紀石盒子系粗粒砂岩为含水层，在渭北石盒子系中有几层含水层，底部砂岩层中涌水量最大为 0.4 公升/秒。

石炭紀砂岩隴西景泰附近发现有含水层存在。

奥陶紀灰岩中在渭北(42, 41)出現很多喀斯特水，坑道中涌水量 6.0~8.5 公升/秒，最大涌水量 16 公升/秒(43)。

#### 結 論

黄土高原地区的地下水一般說是比较缺乏的，黄土层中的水一方面水深开採不便，同时水量亦不大，中生代与石炭二迭紀的砂岩水量亦很小，根本不能解决大型供水問題，因此根据当前的資料除河流开閘盆地与較大的河滩冲积层中的潛水能作为大型供水之水源外一般僅能作小型供水。





第Ⅲ大区在亚热带潮湿气候影响下形成的地下水  
逕流强烈交替与岩石被溶滤的水文地质区

第一章 大区描述部分

1. 大区基本特征

本大区潜水是在亚热带潮湿气候条件下形成的，这是一个湿度很大，湿度系数均在1.1以上的地区，根据部分资料，本区的湿度系数在各地如下：

地名	資料年限	湿度系数	地名	資料年限	湿度系数
成都	1932~1953	1.3	上海	1873~1953	1.2
重庆	1891~1953	1.25	杭州	1905~1952	1.3
灌县	近年資料	1.6	福州	1880~1952	1.2
新津	近年資料	1.20	南京	近年資料	1.1
宜宾	1924~1952	1.4			
柳州	多年資料	1.53			
百色	近年資料	1.25			
龙津	，	1.50			
靖西	，	1.36			
南寧	，	1.38			
梧州	，	1.40			
桂林	，	2.17			
长沙	，	1.7			
衡阳	，	1.5			
湘潭	，	1.8			
安庆	，	1.7			

本区降水量由北向南逐渐增加，年平均降水量750~1750公厘，随地理环境的变化，降水量的地区性分佈是非常显著的，区的北界循秦岭北坡及淮阳山地之北坡，及长江下游和淮河下游之间以南的地区降水量均在750公厘以上，长江中下游地势低平，完全受海洋风的调节，雨季集中在夏季，降水量佔全年的40%~43%，冬季各月均佔11%，与全国各区比较，四季分配是较均匀的，年平均降水量1000~1200公厘，在本区东南沿海丘陵山地，包括福建与浙江南部属多雨地区，东南季节风进入闽浙内地的丘陵后，因受地形升高而使水气凝结成雨，年降水量1100~1700公厘，沿海一带年降水量1300公厘，沿海地区承受台风是一要冲，6~9月就有7-8级最猛烈的台风，挟带暴雨，只一天可降100~200公厘，江南丘陵年降水量在1200~1700公厘之间，多雨月份在7、8两月，为东南季节风强盛时期雨量充沛。南岭山地年降水量1600公厘以上，个别地区南寧梧州二地的年降水量在1200公厘左右，雨季以夏季6至9四个月为主，降水量约佔全年77%。西南部云贵高原，5月中旬至10月底为雨季，降水量1200~1500公厘。四川盆地北界受秦岭岷山阻隔，北方寒流不易侵入盆地内部，降水量1000~1300公厘左右。潜水水文化学作用方向，由於本区属了亚热带潮湿气候，雨量较丰富，地下逕流强烈交替使岩层表面风化带中的各种可溶盐类被溶滤掉，而使岩石风化壳内富集着三氧化二铁。潜水的水化学相：在酸性侵入岩体的风化壳里，为含矽酸高的重碳酸—鈉水，在石灰岩发育的地区为重碳酸—鈣水，长江中下游湖积、冲积层的潜水是重碳酸—鈣水，有些地方是含大量腐植化合物（氮和游离二氧化碳），本区东南沿海的海相阶地为硫酸盐及氯化物水。

潜水的动态成因类型：分带的有雨水成因类型，不分带的有河流的

，卡斯特的湖泊的海洋的等成因类型。

## 2. 位置及自然特点

本大区位于中国东南部，北部界线由兰州以南張拉哈克山开始，向东沿秦岭与熊耳山、大别山的北坡、以及长江淮河中间分水岭为界到沿海永昌鎮；东部界限由永昌鎮向南順东南沿海为界一直延續到潮州市东南澄海，南部界限由澄海开始向西順着南岭南界到广西海防为止，西部界限由西傾山东端向南經岷山与邛崃山之东麓至雅安向南經旄牛山、錦屏山东麓至云南，四川省界盐边轉为北东方向，經下关、牛角关交中緬国境的猛戛为止。本区在构造方面是属于华南陆台区，其中包括以下几个自然地理单元，秦岭淮阳山地气候方面由秦岭以南属亚热带气候，土壤为磚紅壤化黃壤，山地黃壤，黃壤，所以秦岭淮阳山地不論在地形方面突起於本区的北部，而在秦淮山地南北自然景观也显著的不同，南北包括基底下陷較深的长江中下游盆地、江南丘陵山地、四川盆地，西南部的云貴高原与橫断山脉南部褶皺帶。河流密佈主要有二个大的水系长江与珠江另外东南沿海有直接入海的韓江、甌江、錢塘江等区的西南部有流到越南的江河，由於有大的河流分佈，形成了大的河谷冲积平原。

## 3. 地質构造簡述：

本区广义来說是属于中国南陆台，包括以下构造单元：秦岭、淮阳古陆、江南古陆、华夏古陆、揚子台地、康滇古陆、喜馬拉雅褶皺帶。

太古代片岩及片麻岩分佈在淮阳山地、江南古陆。

前寒武紀地块出露有元古代昆阳板岩潞江板溪系等，分佈在黔东南西江西北部安徽南部昆明以北及南部，震旦紀砂页岩灯影灰岩見於黔东南褶皺帶。

寒武紀灰岩砂页岩主要分佈在贵州北部，与黔东南褶皺帶。

奥陶紀在本区出露不广。

志留紀灰岩及頁岩广泛分佈黔北、贛北、皖南、滇中、秦嶺南部。

泥盆紀灰岩特別在广西东部湘南及岷山北部集中出露。

石炭紀灰岩及煤系在广西北部貴州南部均有出露，其他地区只零星的出露。

石炭二疊紀灰岩主要分佈在秦嶺地軸东部地段，二疊紀阳新灰岩主要分佈在黔西滇东。

三疊紀頁岩及灰岩在滇西峽谷地帶，滇中、黔南都广泛的分佈。

侏羅紀砂頁岩只川南局部出露及东南丘陵山間盆地中零星分佈。

白堊紀砂頁岩主要是在四川盆地中。

第三紀砂礫岩是分佈在大的山間盆地內，一般酸性噴出岩流紋岩主要分佈在浙江省內及福建东部，江南丘陵呈島狀分佈着有花崗岩、花崗流紋岩。

#### 4. 大区界限的論証

北部界限大体与一月份零度日平均等溫線符合，同时年平均800~1000公厘等雨量線也由該处通过，其北部即为第Ⅱ大区主要是受季风气候的影响的中等湿度帶。北界的最西段又邻第Ⅲ水文地质区，属于地下逕流与蒸发保持均衡的水文地质区，从植物土壤来談，在本区江淮之間有水稻土的分佈，而且除冬季落叶的闊叶树以外，还有常綠植物，棕櫚、芭蕉、木兰等。

西部界限自秦嶺西端，西頃山的东部开始，向南根据地形高度2500~3000公尺以下划入本区內，直至岷山以南，其西部即康藏高原，本大区是受着太平洋暖气流的影响，暖气流由四川盆地西进越过二郎山和大小相嶺，再西进到折多山脉，气流已成强弩之末，所以西部界限以东气候是潮湿气候。以西是寒冷干燥的气候。西界的最段大致轉为北东向，界限东南分佈着紅壤，而界限西北为山地紅壤。南部界限相邻热带潮湿气候

条件影响的第Ⅴ水文地质大区，在构造条件方面，是一致的，分界主要依据沿海阶地的地形及磚紅壤的分佈，且第Ⅴ大区之湿度系数都在2以上，本区东界沿海。

### 5. 潜水及非自由地下水的类型及其特征

潜水的类型及其特征：河谷冲积层中的潜水，主要分佈在长江流域水系的河谷冲积层及河谷扩展部分冲积层中，以及山間盆地冲积层中，潜水的补给是依靠雨水和河水的渗入，矿化度很低，水量也很丰富，一般埋藏不深，水温按季节性变化，只局部承压，而大部都屬於自由水。

洪积冲积层中的水，分佈在冲积扇及山前平原冲积层中，水量丰富，个别地区可作大型供水，矿化度不高。

湖相冲积层中的潜水，分佈在长江盆地，及云南高原滇中盆地中，含水层由細砂及泥炭組成，有机质化合物及二氧化碳較多，矿化度不大，应属淡水。

沿海平原冲积层中的水，僅分佈於东南沿海冲积阶地，矿化度很高，为硫酸盐、氯化物水。

太古代变质岩酸性侵入岩，古生代中生代等岩层中风化裂隙帶中水广泛分佈在江南丘陵地区，尤其本区是屬於潮湿气候条件下形成的地下逕流强烈交替帶，水质以重碳酸—鈉水和重碳酸—鈣水为主。

### 非自由地下水类型及其特征：

第三紀地层中的水，均見於山間盆地中，在云南高原有广泛的分佈，含水层由砂岩礫岩組成，含水量不大，白堊紀地层中的水主要分佈在四川盆地，含水层由砂岩組成，水质以重碳酸—鈣水为主，矿化度弱，含水量很大是一丰富的含水层。

侏罗紀地层中的水在山間盆地与背斜兩翼上出現，含水层以砂岩为主，流量一般是很大的，矿化度弱，在較深而水流緩慢的条件下可遇到

矿化度极高的水。

三叠纪地层中的水，在云贵高原，及广西的桂林及川东褶皱带，均有出露，嘉陵江与大冶灰岩为主要含水层，属喀斯特（溶洞）水类型，分佈在向斜边部，並为大面积出露，而且补给区面积与涌水量都是很大的，为重碳酸—钙水。

二叠纪地层中的水存於长兴、楼霞、茅口等灰岩中，属於喀斯特—裂隙水类型，喀斯特水极为发育，水质为重碳酸—钙水，在埋藏较深的地区，为重碳酸—氯化—钠水。

石炭纪灰岩中的水，为裂隙—喀斯特水型，局部喀斯特发育，水量竟有的达200公升/秒，该层只零星出露在本区。

泥盆纪灰岩中的水，在广西分佈较广，岩石节理发育，加速其溶蚀作用，上泥盆纪灰岩，为一良好的含水层，涌水量很大，水质为重碳酸—钙水。

志留纪陆相沉积，薄层灰岩中可能含水。

奥陶纪灰岩中的水，属於喀斯特水，分佈在盆地当中，經河流切割，成泉流出，水量很大。

寒武纪地层中，中下寒武纪灰岩中含水丰富，地下水类型属於裂隙—喀斯特水，泉井中流出的水量很大，水质为重碳酸—钙—镁水。

震旦纪灰岩中一般水量不大。

#### 6. 副区名称及其划分根据：

本区根据地形的特征、岩性和构造地质特点，划分出八个潜水和非自由地下水副区。

##### Ⅱ<sub>1</sub> 秦巴淮阳山地地下水副区。

横臥在本区北部的突起山地，由太古代元古代变质岩組成。

##### Ⅱ<sub>2</sub> 长江中下游冲积湖积平原潜水和非自由地下水副区

在构造方面基底下陷較深，冲积及湖积沉积很厚。

### Ⅲ 3 江南皖浙、湘赣、丘陵山地潜水和非自由地下水副区

本区分佈有大片火成岩的侵入体及噴出体，並有太古代之結晶岩存在，侏罗白堊紀地层分佈亦广，山地丘陵地形較为发育。

Ⅲ 4 桂林柳州大地槽帶三疊紀、石炭紀、泥盆紀、灰岩受强烈切割无压喀斯特水区。

本区是屬於揚子地台区，受强烈喀斯特作用，泥盆紀石灰岩分佈很广，由溶蝕作用造成石林石筍的地形极为发育。

### Ⅲ 5 四川盆地潜水和非自由地下水副区

基底下陷很深的构造盆地区，此外海相和陆相的沉积岩层堆积很厚，白堊紀砂岩分佈极为广泛，由於有年輕的上升运动，呈現新的剧烈侵蝕作用很显著。

### Ⅲ 6 貴州高原潜水和非自由地下水副区

貴州高原是燕山运动形成的褶皺帶，有許多寬广的背斜和向斜，主要为石炭二疊紀、三疊紀地层，喀斯特地形亦很发育。

### Ⅲ 7 云南高原潜水和非自由地下水区

云南高原之地形一般較貴州高原为高，且山間盆地亦較多，普遍分佈二疊紀阳新灰岩及三疊紀岩层。

### Ⅲ 8 云南西南喜馬拉雅褶皺帶範圍內的潜水和非自由地下水副区

西南横断山脉的南部山区高度2000公尺以上河流切割甚烈，土壤为紅壤。

## 第二章 副区描述部分

### Ⅲ 1 秦巴淮阳山地地下水副区

#### 1. 位置及自然特征

位於甘肃、陝西南部、湖北省东北部及安徽的西南部，包括秦岭山地与南面的大巴山地和东面的淮阳山地，成連續不断的山峯，平均海拔



高2500公尺，西部高而向东部逐渐低降，至1000公尺左右，更东在巢湖附近直到津浦線一带皆为200~300公尺的丘陵，秦岭北坡因有渭河断层傾斜較陡，南部則为較緩的山地，在秦岭与大巴山間有汉水谷地，和南阳平原，为本区最大冲积平原，汉水流經秦岭南面米仓山与大巴山之間並通过汉中盆地，河床多砂砾及泥沙沉积，河谷扩展部分河漫滩寬度很大达100~500公尺，汉水水面比降很小，上游河岸冲积平原很寬，上接10~15公尺高的阶地，切割甚微高出阶地30~50公尺以上为紅色土是古老冲积物質。

## 2. 地質情况

本区构造包括具有部分沉积岩盖层的寒武前紀地块，如秦岭地軸、淮阳地盾等，另有秦岭弧自西傾山向东保持南东东的走向，到武都附近變成东南走向，到徽、成两县的南面折向北北东，主要是受海西运动；也受到其他运动影响，由北向南推进的逆掩断层非常明显。

在秦岭山区的岩石以元古代變質岩分佈最廣，另分佈有志留紀、泥盆紀、石炭紀之沉积岩。太古代泰山杂岩主要分佈在淮阳山地，下部古生代性水碧石系砂岩、千枚岩、云母片岩主要分佈在太白山东部及西部成带状分佈，中部古生代泥盆紀灰岩在岷山以北东至两当分佈面积很廣，石炭紀灰岩在本区西北端出露，中生代岩层只零星分佈。

第四紀地层在汉中谷地及南阳平原分佈着洪积冲积层及冲积层。

## 3. 水文地質特征

### 一、潜水类型及其特征

河谷冲积层中的水，多分佈於汉水两岸及支流河谷扩展部分，朝川上游砂砾层中主要是重碳酸—鈣水，硬度1.0~1.4毫克当量，矿化度低，为弱咸性水，水量3~5公升/秒。

洪积冲积层中的水(1)平頂山，含水层由砂岩碎块組成，水质为重碳酸—鈣水，有泉水出露，其最大流量为1.2公升/秒。

山間盆地冲积层中的水，襄陽隆道的盆地中含水层为砂砾层，並有可溶性石膏层分佈，水质为重碳酸—鈣水，井水之湧水量10公升/秒，盆地第四紀冲积层底部为第三紀砾石层是一丰富含水层。

變質岩层之风化层很薄，构造裂隙亦多，为岩脈和石英所填充，只有南北向的較新构造裂隙中有少量潛水，沟谷下切甚深，因此夏季雨水多成地面逕流，沟谷中有下降泉，流量均小於1公升/秒。

### 三、非自由地下水类型及其特征

在汉水中游(1)平頂山区的資料中述及：

二疊紀砂岩中有許多含水层水量不大。

石炭二疊紀砂岩中含水，为裂隙水类型。

石炭紀薄层灰岩中也有含水层，石灰岩喀斯特化甚深，在鉆探时泥浆全部漏失，含水层水量很大，抽水試驗結果单位湧水量約3.5公升/秒，石炭紀砂岩中可能含水。

奥陶紀白云質灰岩含水层，单位湧水量2.2公升/秒，底部层之含水性較差。

震旦紀灰岩中有弱含水层，水化学成分为重碳酸—鈣—鎂水，总硬度3.5~3.8毫克当量有流量不大的泉水出露。

花崗岩和片麻岩风化裂隙帶中，局部有含水层，水量不大。本区地下水主要靠雨水、河水补給，在平原及谷地区尚有来自山地的地下逕流补給，流失於河流，部分蒸发。

### 结论

除地表水流以外大河谷冲积层水和山間盆地冲积层中的水均可作大型供水，其余潛水和非自由地下水对小型供水有实际意义。

## II.2 长江中下游冲积湖积平原潛水和非自由地下水副区

### 1. 位置及自然特征

长江中游区西起宜昌，东至安徽的东流，大致成一狭长的平原，平

原时寬时窄，故南北界限非常曲折，在本段中間有两湖平原，及鄱阳平原，下游区由东流至东海岸，其中並包括西起鎮江南至杭州东至东海岸的长江三角洲。

宜昌至江陵高度为250公尺，江陵以东高度一般都在50公尺以下，地形变化較小，中游区大部位於內陆而地形幽閉。

本副区在长江流域範圍內。长江由宜昌以下进入平原，宜昌至沙市100公里間，冲积平原狹窄，形成兩級阶地，高阶地高出江面約75公尺，其底部为东湖砂岩，低級阶地高出江面25~30公尺，下部由宜都砾石层組成高出江面12公尺，阶地表层均为紅色壤土复盖。

沙市以下江岸阶地埋在冲积土的下部，不可得見，当系受最近地壳运动影响所致，汉口以下前述阶地，又复重現，到黄石港两岸丘陵較多，沙市至汉口間为盆地下陷部分，长江漲水的时候，各湖面积扩大，水流互通，洞庭湖成为长江之蓄水库，由湘、資、沅、澧环注洞庭，而复入江，除洞庭湖外还有汉湖洪湖等和汉江相通，水面也常受江水的影响而变化，具有曲折而陡削的湖岸線，在汉口入江的还有汉水，河谷冲积层发育，其下大部为不易透水的石英岩及片岩，鄱阳湖亦为一陷落的低地，贛、盱、信都及修水环注該湖，而复入江，湖心中昌江、乐安江都造成島趾状的湖口堆积，长江流到怀寧蕪湖一带，冲积平原狹小，蕪湖附近东有石白湖，西有巢湖，均位於盆地当中，四周是丘陵，湖水南流入江，蕪湖而下到南京、鎮江，江流寬广平直。下游三角洲上为水道网最密集的地区，不論大小的河流都可受到海潮倒灌的影响，苏浙山地的水，成为巨澤，它由三江口入江。

## 2. 地質情况

全区屬於揚子台地之一部分，經燕山运动而造成今日的輪廓，白堊紀經受强烈的侵蝕，而因沒有白堊紀沉积，以致只有陆相沉积，現在本区冲积层很厚而基岩出露極少。

古生代下部及中生代与第三紀地层局部分佈在寧鎮山区，現略述於下：

奧陶紀灰白色灰岩、泥質灰岩、砂岩、夹砂質頁岩。

泥盆紀为紫色砂岩。

石炭紀主要以灰岩为主，及頁岩与石英砂岩。

二疊紀有棲霞灰岩、孤峯頁岩、龙潭煤系中的頁岩、砂岩与灰岩。

三疊紀为黃馬青系砂岩，頁岩为主。

侏羅紀象山层細砂岩，頁岩底部为砾岩及石英砂岩。

白堊紀建德层为安山岩、凝灰岩，底部为砾岩层。

第三紀浦口层赤山砂岩、雨花台层为紅色砂岩，及疏松砂岩及玄武岩均有分佈。

第四紀冲积层广泛分佈，有河谷冲积层、湖相冲积层、三角洲冲积层等。

### 3. 水文地质特征

长江中下游区河漫滩中的潜水，根据已有資料，在长江沿岸有由灌溉而形成的局部含水层，其含水量往往不大，长江中游漫滩之所打的钻井单位涌水量最高达20公升/秒，潜水成分为重碳酸—鈣水，固形物不到1.0克/公升。冲积层中有硬度較高的水，硬度达7~10毫克当量。

#### 长江河谷冲积层中的水：

根据(2)下游区河谷两岸广泛分佈着第四紀砂粘土，一級阶地最寬的有20~30公尺，底部有不厚的含水层，潜水埋藏深度1~2公尺，含水层厚度大多在33~36公尺，而在河漫滩部分埋藏深度較淺，含水层的涌水量由3.5~7公升/秒，在丰沛的雨水补給下，潜水矿化度較小，大部分小於1克/公升，水中並含有砂酸，水位随季节而变化。

长江中游汉阳(5)第四紀疏松沉积层厚度为7公尺，而下部含水层厚

度为3.6公尺，性质为铁质沙泥，灰白色细砂砾石，与黄泥沙互层，地下水位标高为-0.5公尺而抽水后到-2.2公尺，出水量3.4公升/秒，长江中游武昌厂址的剖面中冲积层厚度1.5公尺，下部含水层层厚3.3公尺由泥砂及灰泥组成，硬砂岩厚1.5公尺为灰色硬砂岩，原水位7公尺而抽水后下降到9公尺，出水量9.2公升/秒，汉口的X厂址第四纪疏松沉积层厚1.7~2.5公尺，是由黄泥黑砂泥粘土组成，为微含水层，底部含水层由细砂组成厚度1.5~3.4公尺，再下部即为頁岩风化带，钻孔的涌水量6.3~7公升/秒，赣江河谷冲积层南昌市(4)表土层1.2公尺，其中间含砂较多底部有厚1.5~2.5公尺的高岭土，含水层为砂和砂砾组成厚3.0~3.8公尺，水位埋藏深度3~7公尺，地下水位随季节而变化，地下水的化学成分(5)为重碳酸—钙—镁水，据长沙市的钻孔(6)水位一般都不深，只2~3公尺，含水层为白灰砂砾，水质为硫酸—重碳酸—钙—镁水。

长江下游与淮河南岸地带冲积层中的潜水(2)广泛分佈着第四纪更新统一后期黄土型砂质粘土，河谷第一级阶地最宽2.0~3.0公尺，在粘土层底部有不厚的坡积层存在潜水流，水位埋藏深度由1~4公尺，矿化度很小，一般为0.5克/公升，主要化学成分为重碳酸—钙—镁水，涌水量1~2公升/秒，局部沉积较厚，2.0~4.0公尺的河流沉积物，多灰色砂土及亚粘土，一般钻孔涌水量5~10公升/秒，水位深度只1公尺，埋藏在沼泽土及水稻土中，由于有机物质还原作用，高价铁被还原为低价铁，在这种潜水常积聚较多的铁盐，一般含量3~4毫克/公升，最大可达10毫克/公升，所以在长江下游一些供水水质经常必须经过去铁处理，才可作为饮用。

### 长江三角洲冲积层中的水：

上海(7)的第四纪疏松沉积层厚1.0公尺，底部为含水层，由细砂及含泥的粗砂互层组成，井深在1.1.8公尺，抽水前水位深度2.0公尺而抽水后下降1.4公尺，涌水量9公升/秒以下，三角洲的南部边缘部分根据杭

州(8)第四紀疏松沉积层为黄色土，及青灰泥夹沙层厚2.1公尺，下部为砂砾层厚3公尺，底部为基岩不透水层，嘉兴(9)第四紀疏松微含水层厚4公尺，底部为砂、砂质壤土、粘土厚6.1公尺，下部含水层为细砂，红色粘土与碎石厚2.5公尺，而再下部即为基岩，水位埋藏深度5.5公尺，抽水后下降10.5公尺，涌水量为3.3公升/秒。

三角洲湖相冲积层的水(2)主要埋藏在长江三角洲和海岸沙堤，以及泻湖沉积当中，埋藏深度0.5~2公尺，潜水矿化度变化很大，从陆地向海岸由0.5~40克/公升，水化学成分为重碳酸—钙—镁水，至海岸渐变为氯化—钠—镁水，和氯化—硫酸—钠—镁水，溴和碘的含量，也是由西向东逐渐增加，重碳酸—钙—镁水是三角洲滨海地区最好的水，适于饮用，涌水量10~20公升/秒。

### 湖沼平原冲积层中的潜水：

潜水埋藏在内陆沼澤湖成冲积层中，因四周较高，所以汇水很丰富，含水层由白砂与砾石组成，及大小不同的石英质砂砾，含水层厚度2~5公尺，水位埋藏深度2~6公尺，由于地势低洼，含有机质较多，根据黄盖湖(10)的含水层主要是砂粘土，厚5公尺而底部是不含水的粘土及淤泥，厚1.3公尺，地下水位都很浅，小于半公尺。

长江冲积层中的潜水可能是依靠河床渗透，依靠雨水渗透以及依靠从基岩喀斯特石灰岩中流出的水来补给这些基岩，分佈在区的南部及西南部，与盆地相邻接，湖相冲积层潜水的补给是靠长江洪水的渗入及雨水补给。

### 二、非自由地下水类型及特征：

中奥陶纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪灰岩当中，喀斯特水沿南北及东西向断裂发育，南京市浦镇(2)大顶山南麓的泉水，在旱季的流量可达10~20公升/秒，矿化度在1克/公升以下，水质主要是重碳酸—硫酸—钙—镁水，有的泉已为当地居民利用作农田灌溉，也有部分泉水

已利用作供水水源。石炭紀砂岩侏羅紀象山砂岩，白堊紀火山岩系，第三紀紅色礫岩，以及玄武岩層中的裂隙水都不發育，在這些岩層中所打的鉆孔，和天然的泉一般湧水量只  $1 \sim 2$  公升/秒，而最大的達  $10$  公升/秒。

#### 4. 結論

除地表水外，長江中下游的潛水與支流河谷沖積層中的潛水，及喀斯特水，可以作大型供水，其他潛水和非自由地下水可作小型供水。

### 四 3. 江南、皖浙、湘贛丘陵山地，潛水和非自由地下水副區

#### 1. 位置及自然特征

位於長江以南廣大的丘陵地區，西部起自貴州高原的東緣，南部大致以南嶺的南麓為界，東部沿東海岸，北以長江中下游沖積平原和洞庭、鄱陽兩盆地的南部邊緣丘陵為界。包括湘西山地，湘贛間山地，江西丘陵地，贛、皖、浙邊界山地及浙東沿海丘陵地與南嶺山地等。本副區丘陵地形較為發育，高度約在  $200$  公尺左右，並有山間盆地存在，高度約  $20 \sim 30$  公尺，僅個別山地之高度在  $1000$  公尺左右。

本區以洞庭湖、鄱陽湖、東南沿海及粵江上游谷水系為最大，洞庭湖水系的支流，為湘水、資水、沅江、澧水。沅江河床坡度甚大，幾無沉積物堆積，湘水及來水等兩岸沖積層極為發育，河旁呈現  $20 \sim 30$  公尺高的階地，因上部平鋪白沙井系的礫石層，使階地獲得保護，不受到強烈的切割。鄱陽湖有贛江、樂安江及昌江分別注入湖內，贛江的支流袁水與錦江都通過九嶺山及武功山之間的谷地，谷地內都充填紅色岩系，切割而成殘丘，河流兩側，廣泛分佈着沖積層，贛江為鄱陽湖水系中最大一個主流，沿贛江分佈的有許多盆地，尤以贛縣盆地為最大，而在贛江上游，雩山山脈以東沿貢水及汝水有零都、瑞金、寧都、南豐以及信江流域的貴溪盆地等，這些盆地中均廣泛存在着沖積層。浙江的河流主要是錢塘江源於仙霞嶺，至衢縣流經紅色岩系地層，當地穿山地在建德以東，形成七里隴峽谷急灘，甌江與丰江流域較短而水甚急河道形成峽谷，故沖積層不易保存。



## 2. 地质情况：

本区包括三个构造单元：江南古陆揚子地台，与华夏古陆。

江南古陆包括現在貴州的东部、湖南西部，向东橫跨洞庭湖和鄱阳湖盆地，更而延至安徽南部和浙江的西北部。是为一般的加里东褶皱区。

华夏古陆由浙江省南部到福建省北部，成东北西南向之条带状，为具有强烈的后期运动的加里东褶皱区。

揚子地台在本区包括江西南部、广东北部、湖南的南部与貴州的东部，为华力西基底上的燕山褶皱带，寒武纪以前一直到燕山期完全受到海侵。

本区的岩层由古至新为：元古代变质岩发育在鄱阳湖盆地以东，一部分在鄱阳湖以西，这些岩石主要是砂岩和頁岩。

震旦纪变质岩主要分佈於西北部，在鄱阳湖附近，沿本区的北界有灰岩出露。

寒武纪頁岩及砂岩僅僅分佈在鄱阳湖盆地的西北及东北，另在本区的西南端东北端亦有零星出露，岩性为頁岩、砂岩及灰岩。

泥盆纪灰岩与石炭纪灰岩僅有零星出露。

二叠纪棲霞与茅口灰岩，及乐平煤系，主要分佈於区的东南部及长沙以南与汕头的西北。

三叠纪地层在本区内分佈极少，僅大冶市附近有三叠纪石灰岩均已喀斯特化，汕头市以北亦有零星分佈。

侏罗纪火山系分佈於长沙市东南、福州市西北及本区东北濱海边缘部分，陆相煤系各处均有分佈。

白垩纪火山岩及凝灰岩，分佈在鄱阳湖盆地以东，及本区东北边缘部分。

第三纪砂砾岩和紅色岩层，填充在山間盆地中，如永江河谷盆地、贛江河谷内济安市附近的盆地及贛江支流河谷中南乡—金华等城附近

的盆地。

第四紀地層分佈在盆地、河谷和山坡一帶，為古老河谷沖積層、海相沖積層及近代沖積層等。

### 3. 水文地質特征

#### 一、潛水的類型及特征

河谷沖積層中的潛水：

錢塘江(2)在河谷沖積層中潛水埋藏深度1~1.5公尺，水質為重碳酸—氯化—鈣—鎂水。

湘潭以南譚家山段(2)第四紀沖積層分佈在溝口厚度不一，井水抽水資料平均為0.07公升/秒，衡陽(2)河谷沖積層岩性為砂粘土，潛水位深度一般在1.5公尺左右，有時達4~5公尺，江西安沅沖積層中井水湧水量為1公升/秒。

福建古廳處(13)，分佈在盆地中的潛水埋藏很淺只1.3公尺。

湖南茶陵(14)，在盆地沖積層中的潛水有泉的出露，一直到旱季水量還依然不變。

桃林沖積層(1)厚1.3~1.5公尺，水質為重碳酸—鎂—鈣水，很多地區適於飲用，河水與潛水是互相補給的。

海相沖積層中的水(2)分佈在東南濱海階地，在一級階地的紅土及砂礫層中潛水埋藏深度不大，這些水的特点是氯離子含量特高。

基岩風化帶中的潛水：本區湖南和<sup>廣</sup>西兩省的花崗岩風化帶厚度有時達120公尺，桃林盆地位於洞庭湖之東，與新牆河河谷重合，在元古代變質岩中，有時是在鈣質片岩中，分佈着花崗岩體的無數露頭，潛水為重碳酸—鈣—鎂水，含鎂較高，總硬度在1.4毫克當量以下，花崗岩體風化帶的潛水，屬重碳酸—鎂—鈣水型，總硬度0.7毫克當量以下，含可溶性二氧化矽在20毫克/公升以上，在花崗片與變質岩（部分鈣質片岩）接觸帶中有埋藏不深的裂隙水，屬重碳酸—鎂—鈉水，含固形物0.2克/公升。

以上，总硬度为0.35~1.4毫克当量，这几种类型的水在成分上有一个共同特点，矿化程度很低，重碳酸盐离子特别多，江西贵溪(9)流纹岩风化带中含水，风化带厚度1.8公尺，潜水位1.3公尺左右，单位涌水量1.5公升/秒，在浙江东部(2)花岗岩侵入体中常有硫化矿物的存在，氧化后产生较多的硫酸盐，因此在这个地方，地下水化学成分为重碳酸硫酸—钙—镁水，循环条件很好，矿化度小于1克/公升，潜水埋藏深度极不一致，河谷中为1~2公尺，而在山岭上可达10公尺以上，在山坡常有裂隙下降泉流量小于1公升/秒，大冶(4)变质闪长岩风化甚烈，泉流量小于1公升/秒。

### 二、非自由地下水类型及其特征

第三纪衡阳砂岩可能有矿化度不高含水量不大的水。

白垩纪凝灰岩层中的水，含水量不大。

侏罗纪本区分布不多，现尚无具体资料。

三叠纪喀斯特水在本区广泛分布，现举以下资料：

湖南宁乡(9)青溪冲薄层灰岩，其中大的溶洞裂隙可达80公厘，全层厚260公尺，含水层厚度约100公尺，据抽水结果单位涌水量8.7公升/秒，是一个丰富的含水层，湘潭南谭家山(10)大冶灰岩中，上部为青灰色薄层灰岩夹泥质页岩，下部为黄绿色泥质灰岩，厚由50~100公尺属不承压水，单位涌水量0.47公升/秒，水质属重碳酸—氯化—钙—镁水，固形物可达0.5克/公升，总硬度2.8~3.5毫克当量，有时可达7毫克当量，含煤地层中，水的成分为硫酸—重碳酸—钙—镁水，且三氧化二铁和三氧化二铝含量较高。

上二叠纪来阳层主要以砂页岩及砂质页岩为主，水质为重碳酸—钙—镁类型水，总硬度很少达到7毫克当量，可溶二氧化硅含量在20毫克/公升以上。

二叠纪斗岭层砂岩、炭质页岩夹煤层，此层上部涌水量1.3公升/秒

，靜止水位高出頂板 42.5 公尺，下部含水較小，水質屬硫酸—重碳酸—鈣—鎂水，

茅口灰岩，薄層灰色及灰白色砂質灰岩，下部為厚層堅硬砂質岩，呈角礫狀湧水量很大，單位湧水量 8.6 公升/秒，水質屬重碳酸—氯化鈣—鎂水，水中有有機質存在，總礦化度為 0.1~0.4 克/公升，寧鄉青溪沖(8)茅口灰岩溶洞也相當發育，但含水較少，由於斷層影響可能局部萊巴口層與茅口灰岩相通。

棲霞灰岩，下部灰白色厚層及薄層砂質層，厚度 120~190 公尺，而上部是黑色炭質頁岩，夾白色薄片狀灰岩及深灰色凸鏡狀灰岩與黑色燧石層，含結核層厚 30~80 公尺。銅官山段位於皖南長江以南，在背斜一翼的二疊紀陽新石灰岩中見有含水層，石炭紀石英岩中亦見有含水層，坑道湧水量曾達 3000 立方公尺/日，新安江(9)上石炭紀船山灰岩中有溶洞裂隙泉，流量 0.1~0.5 公升/秒，最大可達 200 公升/秒，形成地下河道，溶洞可能沿水平方向發展。

泥盆紀灰岩中的水：廣西木圭柳州段東南 14.6 公里在山間盆地中，上泥盆紀砂質頁岩中有一含水層，並有泉水出露，流量為 1.6 公升/秒以上。

志留紀奧陶紀，地層中的水，岩性砂岩頁岩，膠結物為砂質組成，由於裂隙含水，但分佈區及水量都不太多。

寒武紀灰岩因系砂質故裂隙溶洞不夠發育。

震旦紀由砂岩、千枚岩與古老花崗片麻岩組成，都屬於微弱含水層。

### 結論

除地表水以外大河谷沖積層水、三疊紀灰岩及二疊紀灰岩喀斯特水都可作大型供水。

基岩風化帶、海相沖積層和其他中生代、古生代地層中的水則可小型供水。

Ⅲ 4 桂林柳州准大地槽帶三疊紀、石炭紀、泥盆紀灰岩，受強烈切割  
无 压喀斯特水副区：

### 1. 位置及自然特征

本区地形四周高而中部低，形如盆地，一般西北较东南为高，西北部与云貴高原相接，为桂西之山地，高达1000公尺左右，南部为十万大山及勾漏山，高度500公尺左右，东部云开大山大致为800公尺左右，在北部为都龐岭約1500公尺左右，中部則由河流侵蝕而成谷地，谷地高度都在200公尺以下，本区喀斯特地形特別发育。

本区水系，左江与右江於南寧会合为郁江，而郁江向东流至桂平注入潯江。同时柳江与紅水河於桂平会合为黔江。在梧州注入潯江的还有发源於越城岭苗儿山的桂江，自梧州以下即为西江水系，江面漸广，兩岸第四紀冲积层多有分佈，而在西江上游之右江，河身曲折，河谷很寬。黔江为西江最大支流，河道最寬，因石灰岩遍佈本区，地表水流經其上，部分即流失於溶洞而形成暗河。

### 2. 地質情况

在大的构造单元內，本区为揚子地台的一部分，細分則为广西弧，广西中部是一个构造比較安定的区域，平緩而开闊的褶皺甚为普遍，古生代泥盆紀以前全部受到海浸，下石炭紀呈淺海沉积，中石炭紀有煤系沉积，上二疊紀海退多陆相沉积，燕山期运动受到一次褶皺形成現在的輪廓。

震旦紀龙山系灰綠色千枚岩、云母砂岩、片岩、砂岩分佈在蒙山昭平大瑤山軸部大新大明山区，与邕寧、賓阳、上林等地。

上、中志留紀黃綠色灰質頁岩只在平乐出露。

下泥盆紀頁岩及砂岩在本区的东部富鍾賀县恭城、阳朔与瑤山以东，与本区的西部德保大新扶綏隆安鎮都等地。

中泥盆紀东崗岭灰岩及頁岩砂岩出露在本区东部、西部均有大面积

出露。

上泥盆紀融縣灰岩與桂林灰岩分佈在本區中部駕橋岭以西、塔山以西及大明山一帶及區的東部富鍾賀等地。

下石炭紀泥質灰岩見於區內中部柳城靜江、武宣及東部的恭城、平樂、東陽溯一帶。

中石炭紀黃龍灰岩在本區的東部平樂、蒙山、昭平，在中部分佈甚廣，上石炭紀馬平灰岩本區的中部分佈甚廣。

下二疊紀陽新系灰岩在平樂、蒙山、昭平及中部宜山柳城、上林、都安、馬平、來賓南部遷江一帶均有出露。

上二疊紀砂質頁岩及砂岩，薄層灰岩分佈在本區中部來賓遷江等地分佈甚廣，本區東部恭城、平樂也有分佈。

三疊紀的馬脚岭灰岩、砂岩、石英砂岩分佈於遷江、來賓一帶。

而在富鍾賀縣一帶為陸相紅色岩層。

下侏羅紀長石砂岩及夾薄層頁岩見於平樂、恭城、富鍾、賀縣一帶，白堊紀凝灰岩、礫質砂岩、頁岩只見於永福柳城一帶。

第三紀紫紅色砂頁岩及礫岩，在潯江沿岸賀江流域、蒙江下游、柳州、來賓、上林、賓陽、武鳴、南寧均有分佈。

第四紀分佈在河流沖積層及洪積沖積層中。

### 3. 水文地質特征

一、潛水的類型及其特征：河流沖積層中的水：含水層厚度2~3公尺由砂及礫石組成，地下水流速很大，在溝谷低洼處，見到有礫石層，出露下降泉，根據百色(2)報告，下降泉流量為1.5公升/秒，流量在各季節變化不大，礦化度小於1克/公升，屬淡水，可供飲用，田東縣沖積層的泉水其流量3.8公升/秒。

洪積沖積層中的水：含水層由砂頁岩、石英礫岩、石英岩的風化碎屑堆積而成。

## 二、非自由地下水类型及其特征

**第三紀砂岩与底部煤层中的水：**在盆地边缘部分均有出露，岩性为細砂岩，有的地方在盆地中部呈现承压水，田东那瓦屯以南，有地下水露头，其流量4公升/秒，可供居民飲用，而流量变化也不大。煤层中的水，水质为淡水，但流量不大。

白堊紀及侏羅紀地层可能含水，目前尚无实际資料。

**下三疊紀地层中的水：**大冶灰岩分佈在盆地中心为薄层泥質灰岩，裂隙溶洞由泥質及方解石填充，泉的流量僅1公升/秒。

**二疊紀地层中的水：**长兴灰岩、砂質灰岩为主，裂隙較多，但含水量不大。在斗岭煤层中有厚层砂岩，风化后疏松，在老的坑道中測得水量1~2公升/秒。

合山层的溶洞裂隙水流量很大。宜山圩南可以見到由砂頁岩及煤层接触处流出的水，流出后形成小溪。

棲霞与茅口灰岩，是含水較丰富的岩层，岩石坚硬而节理发育，有巨大之溶洞存在，形成很多喀斯特下降泉沿山麓一帶有規律的分佈，棲霞灰岩中泉流量为5~8公升/秒。

泥盆紀灰岩除低洼处有薄层第四紀掩盖，其余全部出露，垂直裂隙特別普遍。上泥盆紀灰岩，泗頂厂(22)钻孔中水量很大，钻孔中单位涌水量3~8公升/秒。

志留泥盆紀中裂隙水，水质一般为重碳酸—鈣水，矿化度很小。

志留奥陶紀砂頁岩中，在不整合面上常有泉水溢出，流量5~6公升/秒。

百色(24)泥盆紀灰岩溶洞特別发育，以致形成暗河，水质为重碳酸—鈣水，水流经常保持一致，在5~6月流量为166公升/秒。

本区地下水主要依靠雨水的滲入及地表逕流补給。

## 4. 結論



大型供水除表流外泥盆紀灰岩中的水，可作大型供水，二疊紀石灰岩中的水，第四紀冲积层中的水，第三紀砂砾层中的水，則作小型供水。

## 圖 5. 四川盆地潛水和非自由地下水副区

### 1. 位置及自然特征

四川盆地在中国西南，地形上是一个巨大洼地，佔据四川省大部，略介於东經 $103^{\circ}50'$ ~ $108^{\circ}$ 北緯 $29^{\circ}$ ~ $32^{\circ}$ 之間，盆地四周圍繞高山，北面和东北面有龍門山脈、大巴山脈，西北面有摩天岭，穹來山脈高度均為2500公尺，在西南面有大涼山脈，山峯標高2769公尺，东南为大娄山脈2000余公尺，东面为鳳凰山脈標高2000公尺盆地略成矩形面積20万平方公里，盆地西北角为一向南傾斜的平原，標高在500~1000公尺，一般高度約600公尺，盆地表面最低部分標高180~250公尺，分佈在涪江、嘉陵江、渠江河谷擴展部分。盆地东北面介於嘉陵江、渠江河谷之間有一隆起区標高為500~1000公尺，渠江以东重庆以北，有華蓥山均為东北方向之褶皺帶，標高不超过1000公尺。

盆地中河流，全部屬於長江水系，川西平原有岷江出自岷山，進入盆地后至灌縣分數流，形成平原上許多分叉，至成都以南重新併入一流，这个向南傾斜的平原為岷江河流大型冲积扇，川中及川东涪江、沱江、嘉陵江大致由北向南流入長江，兩岸形成很寬的冲积阶地，長江南岸有許多短促的河流，如黔江、綦江、合江相互平行由南向北注入長江。

### 2. 地質情况

本区受到加里东造山运动的影响，三疊紀晚期，楊子地台上升，最終出露海面，繼續至今日完全是陆相沉积。

寒武紀底部为頁岩，頂部为灰岩分佈在川东伸长褶皺帶，寒武紀奥陶紀灰岩、頁岩、志留紀、泥盆紀以及二疊紀三疊紀、侏羅紀地层，出露於盆地边缘部分，且二疊紀石灰岩和陆相含煤地层，三疊紀灰岩頁岩、砂岩、侏羅紀陆相沉积等，又出露於背斜褶皺被冲蝕的鞍部，在盆地其余地区均為白堊

紀陸相地層，在河谷中有的地方見有第三紀礫岩，古代及現代沖積層，沖積洪積層等，第四紀洪積層在嘉陵江、沱江及其他河谷的古代擴展處均見堆積。

關於最新運動方面的資料，根據地質學家熊永先對「九龍坡附近新生代地質」提供了四川盆地東部最近各歷史階段的某些資料，描述了九龍坡六個礫石層，各礫石層的沉積時期，相當於長江侵蝕的各時期，也說明長江流域多年輕上升運動，因而強烈地向下侵蝕。四川盆地內，長江河床正處在下切侵蝕中。

### 3. 水文地質特征

#### 一、潛水類型及其特征：

河流沖積層中的水：四川成都平原鉆探資料，含水層由砂、卵石與砂質粘土組成，在沖積扇中央部分，沖積層厚100公尺，下部尚未見基岩水位埋藏深度洪水期0.5~2公尺最深只1~2公尺，枯水期為1~2公尺，僅部分地區達3~7公尺，水的成分為重碳酸鈣水，固形物0.38~0.43克/公升，一月份水溫為15°C，盆地內其他各河谷中某些地方根本不存在河谷沖積層，只河谷擴展部分可以保存下來，可能含水。在長江河床上個別地方沖積層厚度10~15公尺，含水豐富。

坡積層中的水：在中樑山區坡積層，主要由風化的頁岩及砂岩經表流堆積而成，厚度隨地形而變，厚度由0.5~3公尺，地下水是屬於暫時含水層，泉水流量很小，各處除了沖積層而外，一般水量不豐富。

#### 二、非自由地下水類型及特征

第三紀礫石層在河谷沖積層中均有分佈可能含水，現無實際資料。

白堊紀地層中的水，嘉定層砂岩中含水，為本區最好含水層，化學成分為重碳酸鈣水，礦化度很小，在斜坡處經沿砂岩層面溢出的承压泉水流量5.7立方公尺/秒，在旱季時流量仍然很大，另在江安等地也有礦化度不高的水出露，天府砂頁岩中裂隙帶流出的泉水，流量很小，城

墙岩系均分布在构造外围，厚700~1500公尺，砂岩中泉水流量一般不大，最大为1.8公升/秒，水质为硫酸盐含量较高的重碳酸盐水，为本层特有的化学成分，其中个别地方为重碳酸盐水，这种水可能与第四纪冲积层水的渗入有关，泉水流量较大，且为上升泉。

成都平原上白垩纪地层（即巨大的南北伸长在龙门山脉背斜构造），广元系有38个泉，成分为重碳酸盐水，属于强烈交替带的水，固形物含量0.22克/公升，水温17°C，从深部岩层出露的泉水，矿化度较高，固形物达2.5克/公升，为氯化物—重碳酸—钙水，硫化氢的含量高，达2.0~3.5毫克/公升，这些泉水是极缓慢交替带的混合水。

侏罗纪岩层，出露在盆地边缘及盆地东部高起地段，在这种构造条件下，促使在川中一带产生流量相当大的承压水。天府砂岩中，由谷壁流出的23个泉水的统计最大泉流量，7月份由1.4至3.3公升/秒，津海段顶部由细粒块状砂岩组成，主要是以裂隙水为主，泉的流量小于1公升/秒。千佛岩系砂岩与香溪煤系，青灰色层状砂岩，都为矿化度小的含水层，在侏罗纪砂岩的深部，缓慢交替的条件下，可遇到含大量固形物的地下水。

盆地内三叠纪灰岩，已受强烈喀斯特化，因该层高当地侵蚀基准面，受潮湿气候与有机腐植物影响，水中饱含二氧化碳之故。天府灰岩中溶洞水很发育，泉水流量0.3~4.6公升/秒，水质一般均为重碳酸—钙水，矿化度小于1克/公升，底部有鲕状石灰岩，呈喀斯特水类型，本区据22个泉的统计最大流量由0.37至3.7公升/秒，盆地东部中梁山构造内上三叠纪地层中的水，固形物是0.2~0.8克/公升，下三叠纪水中固形物0.3~0.6克/公升，当水向着向斜构造的深部运动，进入三叠纪含瀝青质灰岩的缓慢交替区，在氧化作用下，水的化学成分变化，而为矿化度较高的硫酸盐类型的水，重庆北温泉即为硫酸—钙—镁水，泉的流量约4.0公升/秒，南温泉流量不小于4.0公升/秒，水化学分析结果安定

为硫酸—钙—镁水，中梁山三叠纪灰岩当雨后3~4天钻孔中水位提高很多，甚至高於盆地表面标高，自貢向斜範圍内上三叠纪嘉陵江灰岩，埋藏深度860~1050公尺，含水层矿化度都很高，为氯化—鈉水，固形物200~250克/公升，現正开采此盐水层，証明該地有很明显的高矿化深层地下水带。

二叠纪长兴灰岩裂隙甚显著，有无数喀斯特溶洞，川东露头很多，在盆地边缘部分，可能成为补给区，中梁山构造区域内，灰岩上部强烈交替带应属重碳酸—钙—镁水，矿化度低於1.0克/公升，底部出現有重碳酸—氯化—鈉水，固形物大於1.0克/公升，在向斜傾伏地方，地下水在緩慢停滯情况下，可能有氯化—硫酸—鈉—钙水，为东部背斜构造中呈垂直分带的地下水。华蓥山灰岩中14个泉水的統計，最大泉的流量9.9公升/秒，天府喀斯特溶洞特別发育，其流出水量最大为28公升/秒。

乐平煤系中的水：含大量黄铁矿及有机物，对氯化带下部水化学成分有很大影响，在底部向斜褶皱处，是低於海平面，因此不可能有强烈的喀斯特水存在。

茅口和棲霞灰岩中的水，中梁山山区高出长江200公尺处，打钻发生大量水流湧出，水为重盐水泥水，固形物約5.0克/公升，水化学类型是氯化—鈉水，按其类型应该属於最深的地下水垂直带，另外也有矿化度較低的。天府煤矿区，在磨坡平洞穿过本层，从裂隙中流出的水量2.7~5.7公升/秒，水质为重碳酸—鈉水，矿化度1.2克/公升。

往深处在奥陶或寒武纪地层中可能有含水层，但目前尚无资料証实。本区潜水除雨水补给外，並由四周高山流下的地下逕流及地表水汇集盆地渗入而致，深成水在盆地边缘部分，及川东褶皱带的地层露头处，承受雨水来进行补给，盆地中地表水流，全部汇集流入长江。

#### 4. 結論

河流冲积层与川西冲积扇的潜水及中生代侏罗纪砂岩顶部低矿化水，三叠纪二叠纪顶部的喀斯特水可作为大型供水，其他如白垩纪砂岩中水则可作小型供水。

## Ⅲ. 贵州高原潜水和非自由地下水副区

### 1. 位置及自然特征

本区东界从贵州东部由北端慈利向南经都匀、凌云至镇边为止，北界由宜昌向西，顺扬子江南岸一直到巫山为止；西界由四川凤凰山脉及大娄山向南由赫章开始经富源、师宗、砚山、文山至马关为止；南界西由马关向东至镇边为止。本区在地形上是显著的突起地台，从西向东、北、南三方面倾泻高原一般高度都是1000公尺左右，黔东及鄂西的山地不过800公尺左右，至于黔南大向斜部分，只有400~500公尺，将本区高原分四部分来说明：

一、贵州中部构造高原：指贵阳、遵义、清镇附近的平行褶皱，及菱形盆地起伏不大，常发育大成的山间盆地和宽谷，低丘和长岗，顶面大都齐平，代表着古老的高原侵蚀面。

二、贵州东部中型山地：这是和湘西交接的山岭地带紧湊的平行山岭。

三、贵州南部低山区：由于降雨较多，侵蚀剧烈（尤其向源侵蚀）形成500~800公尺低山。区的中部苗岭已夷平，表土流失，山岭起伏，少见平地，大小河流多穿行深峡谷，为喀斯特地形之景观。

四、湘西高地这是湖北西南部一个宽大平行山地，川鄂界上的八面山是最高山岭之一，其中尚有海拔500~600公尺的恩施盆地南部长成山。

水系方面：乌江与北盘江的支流伸入贵州中部，溯源侵蚀都很剧烈，主流的下游造成高差300~400公尺急的峡谷，以至下切造成的层层台阶，在南部清水江、挑江都源出苗岭，河流流于溶洞，形成暗河。东部河流穿过构造而向低洼流失锦水及清水江峡谷深切后有的峡谷达200公尺深。本区最大河流是黔江流经娄山关峡谷之后，东流至梵净山以西时，北折流入四川，在各支流有的在石灰岩区呈现潜流长达10余公里，宽谷保持部分冲积层。

### 2. 地质情况

属揚子台地的西南部分，上三疊紀海水逐漸由北向南退走，燕山期褶皺形成了本区的基本輪廓。

寒武紀的石灰岩、頁岩和奧陶紀灰岩分佈於本区的东南、东北和西北部。

志留紀地层主要是頁岩和泥質灰岩，分佈於本区东北和北方，泥盆紀砂岩只少量見於本区东北部。

石炭紀石灰岩零星分佈於本区西部。

二疊紀灰岩及乐平系陆相沉积，分佈在全区各地。

三疊紀灰岩分佈在本区中部及边缘部分，尤其下三疊紀分佈面积很大，东北端下三疊紀更为集中；中三疊紀地层見於本区西南部为淺海相砂岩、頁岩、石灰岩；上三疊紀灰岩及頁岩，分佈本区西南部及北部。

侏羅紀地层为陆相煤系，在本区北部及东北部稍有分佈。

白堊紀紅色砂岩、淺水石灰岩、泥灰岩砾岩，只在本区北部盆地当中稍有分佈。

第三紀砂砾岩僅偶見於盆地中。

第四紀沉积主要分佈在盆地中，为河流冲积层、湖相冲积层、山坡堆积，基岩裸露面上的殘积层。

### 3. 水文地质特征

#### 一、潜水的类型及其特征

現代冲积层中的潜水，主要分佈在盆地当中，含水层一般厚度10~15公尺，由疏散的砂粘土及卵石組成；砂砾石均为石英質砾石，流量随季节而变化，水井最大流量14.8公升/秒，南桐(29)水井中最大涌水量2.6公升/秒，潜水面一般都是很浅的，水质一般都是淡水属重碳酸—鈉型，矿化度不大。

洪积冲积层的水：主要分佈在黔东与黔西山麓部分，直接受山麓流下的水的滲入补給，含水层厚度不大，埋藏不深，涌水量随季节而变化



可供飲用。

### 三、非自由地下水类型及其特征

第三紀砂礫岩中的水：僅見於盆地中，厚度達50公尺左右，流量不大，在井水中湧水情況每秒小於1公升，今得到的是局部資料，水質是重碳酸鈣水，礦化度不大。

白堊紀侏羅紀地層中的水：含水層由砂岩、礫岩組成，可能含水但水量不多。

三疊紀灰岩<sup>(20)</sup>呈裂隙泉出露，泉水流量1~0.3公升/秒，玉龍山灰岩以裂隙水為主，只少量泉水出露，流量0.3~1.2公升/秒，根據鉆孔中玉龍山灰岩底部之湧水量3.2公升/秒。

### 二、二疊紀灰岩中的水：

長興灰岩中的水<sup>(20)</sup>水質為重碳酸—硫酸—鈣—鎂水，泉水的流量0.23~2.6公升/秒。

樂平煤系砂岩中的水，水質重碳酸—硫酸—鈣—鎂水，含少量二氧化矽，單位湧水量小於1公升/秒。

茅口灰岩夾方解石脈，與少量燧石結核，風化侵蝕後，灰岩中溶洞很大，裂隙也有達10~20公分者，棲霞灰岩泉水流量每秒不到1公升。

石炭紀地層中的水：含水層在頂部為灰白色灰岩喀斯特也特別發育，泉水多流到低洼處，流量很小；中部砂質或白雲質灰岩自上而下都含水，而越往下水量越大；底部砂質灰岩節理發育，裂隙水水量很小，每秒小於1公升。泥盆紀砂岩中可能含水，但水量不大。

志留紀地層中的水：頁岩主要以裂隙水為主，泉水流量每秒1公升。

上奧陶紀與上寒武紀地層中的水<sup>(20)</sup>：含水層主要是灰岩，產生大的喀斯特水，風化後特別在低洼地方泉的出露很多，據76個泉的統計最大泉水達9公升/秒，水質屬於重碳酸鈣水，礦化度在1克/公升以下，中寒武紀中部含水層為礫岩、白雲岩、夾頁岩、灰岩，裂隙溶洞較多，根據泉水露頭流



量8公升/秒，旱季許多泉水干涸。

下寒武薄层白云岩、灰岩，泉水流量1公升/秒，而在坑道中旱季時約為10公升/秒。

本区地下水的補給，主要是依靠充沛的雨水滲透，及来自高山地区的地表水及地下逕流。

#### 4. 結論

大型供水除地表水外，尚可利用現代河谷冲积层水，奥陶紀、寒武紀灰岩中的喀斯特水。其他如白堊紀、侏羅紀、三迭紀、二迭紀等岩层中的水僅可作小型供水。

### Ⅷ. 云南高原潛水和非自由地下水副区

#### 1. 位置及自然特征

位於云南东部貴州西北部高原地区，及四川西南部。区内山脈很多，地形均在2000公尺，並有大的山間盆地（昆明、箇旧、曲靖、卡房等盆地）盆底标高均为1600公尺以上，山岭頂点与盆地底的高差为1000公尺，甚至更大，在巨大盆地底部的低洼处，有淡水湖，高原不僅在高度上与貴州东部不同，在景觀上亦有很大的差別，整个高原北、西部高而东、南部低。

区内整个水系內側水系北流入金沙江，外側水系分別流入紅河和南盤江，北部普渡河以东的小江、牛欄江都平行向北流入金沙江，河谷上游高約1500~2000公尺，愈北侵蝕愈低，最低僅740公尺，中、下游多形成狹谷深沟，而上游則多寬广河谷与盆地。

南盤江除上游在曲靖、陆良盆地段造成寬广冲积平原外，其余所經地段都是V字型的狹谷，深达300~400公尺。

滇池为最大湖泊，北、东、南三面接納大小河流，自西南角流入螳螂江而注入普渡河而汇入金沙江河流，兩側还保持古湖沉积物所成的台地，富民盆地沒有古湖的遺跡。

## 2. 地質情况

本区包括康滇地軸，为具有部分沉积岩复盖层的寒武紀地塊，曾受到多輪迴的运动。岩层錯动相当剧烈。

元古代變質岩分佈於昆明西南和四川西南部。

震旦紀石灰岩，分佈面积不大。

寒武紀砂岩、頁岩、石灰岩，分佈於昆明之东北。

奥陶紀頁岩、石灰岩零星出露於昆明以北不远的长江轉折处的北部。

志留紀頁岩、石灰岩分佈於昆明以东，和本区的东北緣。泥盆紀地层目前尚未見到。

石炭紀地层分佈於威寧以东及其附近，为灰岩、頁岩、石英岩、煤层等。

二迭紀峨嵋山玄武岩广泛分佈於本区东北部，有喀斯特化的二迭紀阳新灰岩遍於本区东部，在北部亦略有分佈。

下三迭紀的喀斯特化大冶灰岩，分佈於本区的东南，中三迭紀砂岩、頁岩、石灰岩也分佈在区的北部、东北及东部，但不太发育。

中上三迭紀嘉陵江灰岩，分佈於本区东北，面积不大，位於峨嵋山为玄武岩密佈的地帶。上三迭紀砂岩、頁岩，在昆明西北出露，但分佈面积不大。

侏罗紀陆相含煤地层偶見於向斜褶皺的軸部。

侏罗白堊紀砂岩和砾岩，在向斜褶皺軸部，稍有发育。

白堊紀砂岩、頁岩，在盆地中分佈不广。

第三紀泥灰岩、褐煤砾岩、淺水石灰岩、紅色砂岩等充填於构造盆地的下部。

第四紀沉积、古湖相沉积层、石灰华、水礦物，河流及湖泊的現代冲积层，主要分佈於盆地中。

## 3. 水文地質特征

一、潜水类型及其特征：现代冲积层及冲积扇中的潜水，发育於河谷中主要在盆地地带(80)冲积层厚度为10~20公尺，盆地中心部分沉积厚度较大，地下水位一般在1~2公尺，多有机质沉积，钻孔中平均流量为3~4公升/秒，可供居民饮用，属重碳酸—钙水型。

湖相沉积层中的潜水(83)发育於盆地当中，富有机物，水位很浅，为重碳酸—硫酸—钙—镁水。

开远曲靖等盆地中(80)第四纪石灰华以及成因不明的各种碎屑沉积层中的水，含水层厚度40~50公尺，泉水流量3.5公升/秒。水质以重碳酸钙水为主。

## 二、非自由地下水类型及其特征

第三纪煤系的水：煤系直接与第四纪冲积层接触，水直接渗入到第三纪煤层中煤系有疏松的含水层而且很厚，特别是盆地周围高地由喀斯特石灰岩构成时，地下水更具有重要意义，第三纪泥灰岩顶部有圆形岩石碎块，砾石与卵石等组成的碎屑沉积层，含水量颇大。

第三纪煤系石灰华层状地下水泉流出的水量7.2~15.8公升/秒(80)。

白垩纪侏罗纪砂岩分佈不广，可能含水。

三迭纪地层中的水：出露本区很广，在盆地边缘，上三迭纪砂岩的泉流量在20公升/秒以上，开远的石灰岩(80)分佈在盆地边缘部分有泉水出露，流量12公升/秒，在小龙潭(84)石灰岩中，节理发育，有大的喀斯特水涌出，上城大泉流出的水成地下河，流量489~1028公升/秒，在盆地边缘部分，旱季有50~60公升/秒的泉水出露。

二迭纪栖霞及茅口灰岩，及石炭纪灰岩在滇北河谷当中有泉水出露。寒武纪紫黄色頁岩的风化带有一个水量不大的含水层，有泉水出露。

震旦纪砂质灰岩中含水较少，前震旦纪灰岩中，有两个水量不大的含水层，位於单斜构造，有弱泉水出露。本区有火成岩分佈，而在接触

帶順節理裂縫流出的泉，在接觸帶風化劇烈的地方，流出的水量很大。

盆地中潛水的補給靠雨水為主，以及四周高地的地表逕流，非自由地下水，在中生代及古生代地層，主要在盆地邊緣部分分佈較廣，直接承受降水補給。

#### 4. 結論

除地表水外，尚有河谷沖積層、第四紀石灰華中的水以及三迭紀灰岩中的喀斯特水可作大型供水，其它中生代各含水層中的水可作小型供水。

### III 8. 云南西南喜馬拉雅褶皺帶範圍內的潛水和非自由地下水副區

#### 1. 位置及自然特征

位於橫斷山脈的南部，云南西部呈南北褶皺帶，並為山、河相間，由東向西有云岭山為金沙江及瀾滄江間的分水嶺，點蒼山、無量山為元江與瀾滄江的分水嶺，怒山為瀾滄江及怒江的分水嶺，高黎貢山為伊洛瓦底江和怒江的分水嶺。河流侵蝕下切作用極為劇烈，山脈高度3000公尺以下，但山地與河谷高差達2000公尺以上。高山區氣候陰濕，而盆地及谷地終年炎熱，植物與土壤均不相同，表現着特別顯著的垂直分帶。因呈受新的喜馬拉雅運動的余波，一直到現在還在繼續着仍有頻繁與劇烈的地震。

#### 2. 地質情況

從構造發展形勢來看，本區經過幾次地殼運動，第一次經海西寧運動第二次經過燕山運動，最後喜馬拉雅運動，便形成現在地形輪廓，地質資料大部地區是空白點，現僅根據部分資料作一介紹，元古代及下古生代地層發育於怒江與瀾滄江之間，騰沖以東，並有石炭紀地層出露，在洱海湖以東發育有二迭紀陽新灰岩，三迭紀地層廣泛分佈於瀾滄江河谷與紅河上游之間，及洱海湖附近，在東南瀾滄江和中官河河谷之間寧爾附近有三迭紀陸相地層分佈，在紅河河谷左坡中越國界附近，除砂岩

和頁岩外，還有喀斯特化石灰岩出露。由古代及現代沖積層的第四紀沉積構成河谷階地，主要存在於河谷稍開闊的地方。河谷通常很窄，兩岸高山聳立。熱帶森林遍山皆是，山坡上有較厚的風化壳，其上部為紅土層。

### 3. 水文地質特征

根據舊日隊資料，本區有許多種潛水和非自由地下水，現代及古代沖積層的潛水，主要分佈於河谷的開闊處，山坡風化壳內潛水由河谷旁側下部流出形成泉。喀斯特化灰岩成強大之泉流出，其動態變化很劇烈。潛水主要靠雨水的滲入，也靠喀斯特和來自較高地區的地下逕流來補給。在水化學成分方面，以重碳酸鈣水為主，可能硫酸鹽含量較高，固形物在1.0克/立升以下。

關於地質剖面上其他岩層的含水性，目前還沒有什麼資料，估計元古代及下古生代地層中（特別是喀斯特灰岩中）以及砂岩中可能有含水層存在，其次在石炭紀二迭紀砂岩和灰岩中，也可能有含水層，三迭紀喀斯特灰岩可能含水，石灰岩可能有大的地下水流形成泉水。

### 4. 結論

大型供水除地表水外，尚可利用喀斯特水，現代及古代沖積層中之水僅可作小型供水。關於其他岩層的含水性因目前無資料故暫不進行對比。

① 長土正次等生共

五、新文木、型

其說曰：水不與土自非陰水而陽水皆不可。特爲此圖以證  
水皆求諸山風地山，伐則圖山谷何能給乎？理主，水皆由是聚而升古  
而共，則故見文大雖如昔其計謀者。果其出而聚不問要谷何由  
其高得自來亦計謀者露也。入爲於水面而理主水乎。區則其水亦  
其主於水與一筆知重也。而衣衣亦非升水也。故其來流無不與山

。不以托立、直。工、正、德、好、固、高、建、最、合、本、經、在、論、同

出。按此公昔在延平府，其本合論與此其土而隨風欲美。  
下中論心更以（中略）又謂模和吳國計）中略以介古不瓦介古元補  
方有補下也。中略又略略略略二略吳可亦大其。亦有界水合前論  
三略水不不不水合前論略可。本合論下略略略略略三。是木

○ 太 太 太

# 大英

为党的事业而奋斗。本报愿与各界同胞共同努力，为建设一个更加美好的中国而奋斗。

1990

## 第Ⅴ水文地质大区

### 第一章 大区描述部分

#### 1. 名称及水文地质特征

第Ⅴ大区为在热带潮湿气候影响下形成的地下逕流强烈交替与岩石被溶滤的南方滨海水文地质区。

本区是中国的最南部，濒临南海，因此受海洋气候之影响很显著，夏季饱受潮湿温暖的海洋气团之浸浴。全年高温，没有冬天，年平均温度皆在 $10^{\circ}\text{C}$ 以上，夏季持续200—240天以上，年温差比较小。本区又深受台风之影响，降水量之丰冠于全国，年平均降水量在1500—2000公厘左右，山区有达3000公厘，大多数地区之降水量大于蒸发量，湿度系数在2至3左右。根据收集到湿度系数资料的地区(1、2)如下：

地点	历年平均 降水量mm	历年平均 蒸发量mm	湿度 系数	备 考
阳春	2273.2	716.1	3.1	根据1951、1952两年降水量和蒸发量平均数计算得出。
鹤山	2258.5	1161.2	2	同 上
江門	1861.6	797.9	2.3	根据1953年降水量和蒸发量计算得出。
葵潭	2614.5	1057.2	2.4	根据1952、1953两年降水量和蒸发量计算得出。
定安	2223.6	1023.0	2.8	根据1951、1953两年降水量和蒸发量平均计算得出
嘉积	2848.5	1343.7	2.1	同 上
东方	1900.4	599.4	3	根据1953年降水量和蒸发量计算得出

降水量之季节分配来说，两广滨海平原丘陵地带之雨季一般在4月至9月，佔年降水量80%以上；海南岛之雨季在5月至10月



(11月至4月为干季)，但有两个最高点，一是在5、6月；一是在9、10月。第一次之高峰是由於夏季风的地形雨、雷雨和鋒面雨造成的；第二次之高峰是由於台风造成的；台湾島之雨季北部和南部有所不同，北部多冬雨（10月至3月），佔全年55.9%，降水量最高为3月，最低为7月。南部多夏雨（5月至10月），降水量佔全年91.6%，降水量最高月为8月，最低为12月。

由於本区气候炎热，雨量丰富，地下迳流强烈交替使岩石深受强烈之溶滤作用，风化壳中各种可溶盐类，如氯化物盐类、硫酸盐类皆被溶滤掉，而只剩下铁、铝等不溶盐化合物，形成本区广泛分佈之磚紅色土壤，在含鈉长石多之侵入岩地区，发育着重碳酸鈉水並含二氧化矽，其他地区則多重碳酸鈣水；濱海地区因为受海潮之影响，可能还有氯化物水。

潜水动态成因类型，首要屬於雨水类型，因此处降水量冠於全国，降水形式完全为雨。其次在濱海平原地区有属海洋类型，部分属河流类型。

## 2 自然地理概述

本区在大陆部分包括着两广沿海岸冲积平原，雷州半島丘陵，珠江三角洲。在海洋部分包括台湾及海南島，一般的濱海平原皆在50公尺左右（海拔高），其中間夹一些孤立之丘陵海拔在250公尺以上，大部之高山分佈於海島，如海南島南部之高山，以五指山为中心高1829公尺，又台湾之中部和东部也为高山，著名的中央山脉和台东山脉即是由於海拔甚高，在第四紀时山上曾发生冰川，現尚留有U形谷、冰斗、悬谷、羊背石等水蝕地形和冰碛层。

本区之水系，在两广沿海岸冲积平原上主要为珠江、它汇总入了上游之东江，西江和北江，构成一块水流密佈，島屿罗列之珠江三角洲；在海南島上由於地形之关系，河流皆分佈在东北部平原区，最大的有南渡江、万泉河，其它皆为短小的，如南部之陵水溪及宁远河，西部之昌

江、海流經之新昌江、門江等，這些河流量充足，上游在山地一段，皆可利用來發電，下游部分在河谷兩岸有沉積物之沉積，合稱之河流沉積分佈於西部，東部由於地盤隆起之故河流短而急，此處河流具有它獨特的特點：(1)西部河流上游多順構造線成為縱谷，流出山地以後直流入海，東部河流則先順坡而東流，至合東縱谷後面先縱谷而流，分由縱谷南北兩端入海。(2)河流侵蝕和堆積都是非常劇烈，上游在山地，侵蝕劇烈，造成深峻之河谷，並且多急流瀑布，一流出山區，流速驟減，主要的是堆積作用，造成了扇形沖積地和河口三角洲。(3)由於第三紀以後地壳上昇之結果，河流結積下切，造成一般級之階地。(4)在東部河流之最大與最小流量相差很大，顯示出山洪式之特性。較大之河流如濁水溪、曾文溪、下淡水溪、淡水溪等在出山處皆造成了沖積平原，如宜兰、台南、屏東即是。

### 3.地質和地質構造簡述

一、地質構造：在大陸部分包括着加里東褶皺帶，屬華夏古陸東南濱海一小部分，向南延伸入海中成為海島，東部海島為喜馬拉雅褶皺帶，造成台灣復背斜，第四紀在雷州半島，海南島及台灣均有火山之噴出，造成玄武岩之台地及火山錐，海岸一帶在第三紀末曾經下沉造成溺谷及曲折，第四紀則有上昇之趨勢造成沿海台地及平原。

二、岩層情況：本區主要岩層為花崗岩、玄武岩，分佈於兩廣沿海平原和海南島，沉積岩層則分佈於各處，在台灣有第三紀和第三紀以前之海相沉積。岩層從老到新為：

太古界片麻岩，片岩，石英岩，大理岩等，分佈在雷州半島以北。元古界——志留紀之塔山系為千枚岩，板岩及砂岩夾石灰岩，分佈在珠江三角洲之東南、西南部，雷州半島之北部、西北部。

中下泥盆紀蓮花山系砂岩，分佈不廣，主峰在茂名之東南，珠江三角洲以東。

上泥盆紀平緩之砂岩及頁岩，分佈於雷州半島之西北部。

底部石灰質之砂岩及薄層石灰岩，很零星分佈於雷州半島之西北部。

上部二迭紀海山系及大壩系，系含煤地層之頁岩、砂岩、砂頁岩及石灰岩，也很零星分佈於雷州半島之西北。

二迭紀三迭紀，為各色砂頁岩及粘土，局部有砾岩及角砾岩，分佈於香港以北及西北。

三迭侏羅紀小平系，為頁岩，砾岩，砂岩常含煤，分佈在開平，恩平，梁江一帶。

第三紀以前時代不明之變質岩，為石英片岩，石墨片岩，綠泥石片岩之互層，中部為結晶灰岩，下部為滑云母片岩等，分佈於台灣之東部。

老第三紀紅色岩層永福系，為紫紅色泥砂岩及頁岩，小佈在廣州附近。

老第三紀粘板岩，頁岩與灰色薄層砂岩之互層及中部四稜砂岩層，分佈在台灣之中部。

第三紀滄江系，為砂層和粘土之互層，並有間歇性火山噴發，分佈在雷州半島，海南島之北端(3)。

新第三紀海山系及紅頭峯系，為砂岩，頁岩間夾三層煤層，分佈在台灣之西部。

第四紀沖積層，紅色粘土，砂層粘土為火山產物，分佈於雷州半島，海南島北端。

北海系洪積層，黃土質大孔隙之沙土，沙層極薄。

海平階地沖積層，灰黑色淤泥，灰質粉砂，粉質土層，沙質土，分佈在雷州一帶(3)。

沖積層分佈於河流兩岸河谷擴展部分。

冰積層分佈於台灣之高山區。

各大區劃分之根據，主要是根據本區分佈於熱帶環境以及一般之

湿度系数皆在2以上；很显然在自然地理条件上和其他大区是相异的。

### 5. 潜水和非自由地下水类型：

一 潜水之类型及其特征：主要有河谷冲积层潜水，冲积扇，山前平原中之潜水，洪积冲积层潜水，滨海平原和阶地冲积层潜水；基岩风化破碎带潜水。

前三者之潜水之水质大致为重碳酸钙水；滨海平原和阶地冲积层水可能含氯化物水，因为受海水之影响；基岩风化破碎带潜水如在含铜长石多之侵入岩区可能为重碳酸钠水含二氧化矽。

上述数种类型之潜水皆靠雨水补给；滨海平原冲积层潜水受海水之影响。

一切之潜水皆流入附近河流，再流向大海或直接入海。

二 非自由地下水及其特征：本区非自由地下水之资料收集到的不多，目前仅知第三纪湛江系，花岗岩构造破碎带；灰岩与围岩构造接触带内有水，其他皆不清楚。因之，根据岩性推测在第三纪、古生代、元古代各纪之砾岩、砂岩、石灰岩之岩层内可能含水。

非自由地下水之补给来源是靠该岩层露头处之降水的渗入，而以泉之形态流失于沟谷或河流。

### 6. 副区名称及划分根据

本大区根据古地形之不同划分成四个副区。

V<sup>1</sup>——两广，海南岛滨海平原及丘陵区潜水非自由地下水副区：本区地形大部分是低於海拔250公尺以下之滨海平原，中间夹有孤立之丘陵均高於250公尺，广泛分佈着第四纪喷出之玄武岩和第四纪冲积层、洪积层。花岗岩和沉积岩只零星的分佈。根据已知资料(6)雷州半岛和海南岛北部形成一自流水盆地，由第三纪湛江系和第四纪喷出之玄武岩所组成。

V<sup>2</sup>——海南岛山区潜水，非自由地下水副区：本副区在地形

上为高於 250 公尺以上之山地，为一大之花崗岩侵入体所构成，变质之岩石和未变质之岩石成层均状叠存於花崗岩基之上，往往构成突出之山岭。

$V^6$ ——台湾岛海平面潜水，非自由地下水副区，本区以据 1/30000 地质图以新第三纪海山系及江头城系与老第三纪之岩层来划分时，全岛在地形上和岩性上与  $V^4$  区不同。

$V^4$ ——台湾山地区潜水，非自由地下水副区。

## 第二章 副区描述部分

$V_1$ ——两广，海南岛滨海平原及丘陵带潜水，非自由地下水副区

### 1. 自然地理情况

本副区包括着我国大陆沿海最南一小部分之珠江三角洲，雷州半岛丘陵地以及上述两者之间之滨海平原，半岛以西，三角洲以东带有残余丘陵之平原，还有仅隔琼州海峡与雷州半岛遥遥相对之海南岛滨海平原及丘陵地带，此处之平原皆在海拔 50 公尺左右，向海作缓倾斜，间夹孤立之丘陵，系由花岗岩和火山喷出岩所构成，此外尚有喷发未久之火山锥。

由於近代上升运动，在沿海造成数级阶地，如两广沿海就可見到高田浪线 1.5, 5-6, 10-12 公尺之三级阶地，在沿江可見到 10, 20, 40 公尺之三级阶地，它們都代表着滨海平原鼻起的几个小阶段。

本区水系，以珠江水系为最大，它汇集了上游之东江、西江、北江，在海口处造成了面积很大之珠江三角洲；其次，有发源于粤东之韩江，在汕头出海口处也造成大面积之韩江三角洲；再其次有发源于雷州之南渡江，万全河贯流於本副区海南岛滨海丘陵带部分，在河流两旁有沉积物之沉积，在河口部分由於下沉关系而形成溺谷。

### 2. 地质和地质构造

#### 一、地质构造

主要属加里东褶皱带，是华夏古陆东南滨海之一小部分（包括海南岛），



上為高於250公尺以上之山地，為一大的花崗岩侵入體所構成，變質之岩石和未變質之岩石成島狀或存於花崗岩基之上，往往均成突起之島嶼。

V<sup>6</sup>——台灣海平面的潛水，非自由地下水區，本區埋深1/2公尺。

## 一、地質構造

主要屬加里東褶皺帶，是華夏古陸東南濱海之一小部分（包括海南島）。



末与喜马拉雅运动之同时，火山活动很强烈，造成在雷州半岛和海南岛大片安山岩、玄武岩之喷出。

### 三 岩层叙述

本副区在雷州半岛、海南岛北端广泛分佈着喷出之玄武岩流，沉积岩、花岗岩等则零星分佈於滨海平原一带。

岩层由老到新为：(1)太古界片麻岩，片岩，石英岩，大理岩等，成零星块状分佈於茂名，上洋圩、阳江一带。

(2)元古界—志留纪之龙山系为千枚岩、板岩及砂岩夹石灰岩，在珠江三角洲东南面宝安附近，西南面新昌，台山，新会附近，雷州半岛北面化县附近，西北面西场平附近有较广泛之分佈。

(3)中下泥盆纪莲花山系变质岩，为石英岩，片岩，千枚岩，变质砂岩等，零星分佈於茂名之东南，珠江三角洲东部之宝安附近，化县东南，那大市之西北。

上泥盆纪平洞系为石灰岩与炭质、泥质石灰岩，分佈於雷州半岛以北之阳江附近。

(4)下部石炭纪之砂岩及英德石灰岩，很零星分佈於雷州半岛之西北部。

(5)上部二迭纪合山层及大塘层含煤地层，为頁岩，砂岩，砂页岩及石灰岩，很零星分佈在雷州半岛之西北部。

(6)二迭三迭纪各色砂页岩及粘土，中部有砾岩及角砾岩，分佈在广州附近，香港之西北及北部。

(7)三迭侏罗纪小坪系，为砾岩，頁岩，砂岩，富含煤层广泛分佈於开平、恩平、梁井一带。

(8)老第三纪永福系紅色岩层，为紫紅色砾岩及頁岩，分佈在广州附近。

(9)第三紀湛江系，為砂層粘土之互層內其間嵌有火山岩質安山岩，玄武岩，安山岩等，主要分佈在雷州半島及海南島之北端。

(10)第四紀紅色粘土，砂質粘土，為火山岩之產物，也分佈於雷州半島及海南島之北端。

第四紀北海系沖積層，為黃土質大孔隙沙土，沙質壤土；第四紀沖積層為灰黑或灰色淤泥腐植土，泥炭，土質沙，沙質土等分佈於近代稻田，洼地，濱海一帶。

### 3. 水文地質特征

#### 一、潛水类型及其特征：

(1)河谷沖積層中之潛水：分佈於河谷兩旁之沖積層內，據廣州東北面石碑的資料<sup>(7)</sup>，在沖積層內之湧水量為 $0.34$ 公升/秒，沖積層為粘土細砂之互層，水質主要屬重碳酸鈉水。

(2)濱海平原和階地沖積層潛水。

(3)洪積沖積層中之潛水。

(4)基岩風化裂隙層中之潛水。

上述三类型之潛水，因為沒有實際資料，僅根據本副區內有此沉積層而推斷在這些沉積層和風化壳中有潛水存在之可能。又根據岩性和所處位置來推斷在濱海平原和階地沖積層中潛水之水質由於受海水之影響，可能含有氯化物，洪積沖積層中潛水之水質可能以重碳酸鈣水為主；在含鈉長石之侵入岩風化裂隙層中潛水之水質可能為重碳酸鈉水並可能含二氧化矽。

#### 二、非自由地下水类型及其特征：

(1)第三紀湛江系，為沙層和粘土之互層：在湛江系沉積過程中，有間歇性之火山活動，與湛江系岩層成互層現象，成為本區之自流水層，由下而上共分五層，每層厚約 $5-25$ 公尺，整個湛江系厚在 $200$ 公尺以上，一般在海拔標高 $13$ 公尺以內水頭壓力均

[illegible]

人自到西康后

2. 雙層型：此型為目前最普遍之型，其特點為：

花崗岩侵入體，突出於海島之兩半部。

## 二 岩層

由於內陸之地理條件及地質系統之調查紀錄，只能根據前人之  
新發現以及某礦區之調查資料來進行。本副區主要為花崗岩侵入體，  
變質岩及未變質岩則殘存於花崗岩之上部及側面，其地質之特點：

(1) 花崗二迭紀之岩層，皆以花崗岩為主，其地質之特點，  
分佈於丘陵山及平原地區。

(2) 花崗二迭紀之岩層，其變質岩之變質岩，主要為綠泥片岩及綠泥片岩，  
結晶灰岩，絹雲母片岩，片麻岩及綠泥片岩，其地質之特點，  
分佈於丘陵山以外。

(3) 中生代花崗岩。

(4) 第四紀沉積層，其地質之特點，(1) 沉積層之特點，  
分佈於丘陵山及平原地區，厚度一般約在 10 公尺。

第四紀沉積層，僅見之於河流河谷之兩岸，一般厚度不超過 100  
公尺，其沉積物為砂及礫石，其沉積層厚 6—20 公尺。

## 3 水文地質特征

### 一 潛水類型及其特征

根據本副區一點地質資料，其第四紀沉積層之潛水類型，其地質之特點，  
潛水與地質結構及氣候有關，大部之潛水為第四紀沉積層之潛水，一般潛  
水層中之潛水為第四紀沉積層之潛水，其地質之特點，  
山溝處常有泉水湧出地表，其地質之特點，  
成之潛水層為第四紀沉積層之潛水，其地質之特點，  
給主要靠雨水，水質為重碳酸鈣—鎂水(4)。

### 二 非自由地下水之類型及其特征

本副區之岩層內有許多構造裂隙和接觸帶，其中可能都含有水，  
引用某礦區一資料敘述之。

該副區位於台灣中部山脈之西坡，海拔約 600 公尺，發達之石灰二層之主要岩石為結晶灰岩透鏡體之灰岩等。岩，石灰岩，千枚岩和石英岩互層，含石灰岩和石英岩透鏡體之千枚岩，花崗岩。地層為向斜，因有小褶皺之存在，岩石破碎甚顯。在此包含有許多充水帶，第一帶相當於花崗岩內的構造裂隙帶，有泉流出，雨季流量達 3—5 公升/秒，第二帶相當於花崗岩與灰岩構造裂隙帶，有流量達 1.5 公升/秒之泉，第三帶相當於含石灰岩及石英岩透鏡體之千枚岩內的構造裂隙帶，有水出露，其流量在雨季可達 2.0—2.5 公升/秒。所有這三帶水皆為淡水，礦化程度不高，在旱季所有泉水之流量急驟下降，由於各帶暴雨水滲透殆盡之故。

### 分敘述

除地表水而外在本副區內各充水帶之泉水可用作小型供水。

×                      ×                      ×                      ×

V<sub>3</sub> ——台灣寶海平原丘陵帶潛水，非自由地下水副區。

### 1. 自然地理情況

本副區位於台灣之西部，佔全島面積  $\frac{1}{10}$  弱，呈南北向長條狀，靠近中央山脈西麓處為一丘陵帶，高度在海拔 100—800 公尺左右，為由新第三紀沉積物（含褐煤和石油）及由海底隆起之台地上升後受侵蝕形制而形成，在丘陵帶之西側，由彰化至高雄一帶大部是新近上升之濱海平原，高度在海拔 50 公尺左右，為台灣主要農業地區。

由中央山脈發源之幾條最大之河流，如濁水溪，下淡水溪，淡水溪，曾文溪等皆奔流於本副區內，在各河流出口處均具有大小不等的沖積扇，在屏東平原部為下淡水溪上游附近之山出口處之沖積扇，在河口外方由於潮汐作用往往形成與海岸線平行的「環狀扇」或與海岸線之彎形成潟湖。

由於第三紀以後地壳上升之結果，在河流兩旁造成一級級之階地，如淡水河谷中，第一級階地高出河面20—40公尺，第二級高出河面30—50公尺，第三級高出河面100公尺，第四級高出河面120—140公尺，第五級高出河面180—200公尺。

## 2. 地質及地質構造概述

### 一、地質構造

台灣是屬第三紀末的喜馬拉雅褶皺帶，造成了台灣復背斜和斷層，形成本島地形之骨干，同時並發生火山活動。

### 二、岩層敘述，由老到新為：

(1)新第三紀巔斜山層，苗栗層，海山系，紅頭嶼系等皆為淺海相沉積之頁岩，砂岩的互層間夾有三層煤層，分佈在中興山脈以西，由台北往南經日月潭到恆春一帶。

(2)第四紀更新世之琉球石灰岩，為白色灰白色變質灰岩，由造礁珊瑚的遺骸組成，分佈在本島南部之恆春龜山、烏腳山、北大板及鵝鑾鼻等地。

台地礫石層，上部為赭色砂土，厚5—6公尺，下部礫石層厚20—30公尺，系山麓扇形堆積，分佈在中興山脈之東麓一帶。

河流沖積礫石層，沖積扇皆分佈在河流兩岸及下游低地。

## 3. 水文地質特徵

在淺海平原及階地沉積層內，在河流兩旁階地地帶是，沖積扇山麓內，在山前沖積礫石層內都會有裂隙水，其次為在山麓礫石層內，潛水之水量會很豐富，水量之補給，主要為山麓礫石層內，沖積扇及階地沉積層之水質可能含鹹水之成分，故其水質，除下層礫石層，及沖積扇雨水之補給，次為河水之補給以外，均係以鹹水為主。

在新第三紀岩系之砂岩內，亦有裂隙水，且係地下水，因岩層內有

煤和石油之類，可被認為紅光。

## 結論

本区山前冲积洪积扇中之潜水在地表上均可用作大型供水，其他皆可用作小型供水。

X

X

X

V<sub>2</sub>——台站所在地区，非自由地下水区

## ／自然地理／

[illegible]

中央山脈為台灣各水系之發源地，即從山上順坡而流至平原或山麓而流下，切割甚劇，造成深裂之河谷，立多急流瀑布，兩岸之沖積层很少。

## 2.1 地质及地质构造简述

一、地质构造——在V<sup>3</sup>区内已述

### 二 岩层叙述



老第三紀始新世粘板岩系分佈之面積只佔全區之十強，岩層由老到新為：

(1)第三紀以前 大南澳頁岩，上部石英片岩，石墨片岩，綠泥片岩之互層，中部結晶灰岩，下部絹云母石墨片岩常有角閃岩，片麻岩及偉晶花崗岩等貫入，分佈在台北之東部，台東山脈以西。

(2)老第三紀始新世粘板岩系蘇林群和烏來群，為黑色粘板岩或更暗厚層與灰色砂岩薄層之互層和黑色粘板岩與灰色中粒砂岩之互層，有時與輝綠岩集塊岩等岩交互層，中夾一層厚 5—8 公尺之巨斑砂岩，分佈在台灣中部中央山脈。

(3)新第三紀巔崙山層，苗栗層，海山系，宜興系等皆一橫貫台灣之頁岩，砂岩之互層，中夾三層煤層，分佈在台北山脈之東部。

(4)第四紀初噴出之安山岩，分佈在台東山脈一帶。

(5)第四紀河流沉積層，洪積層，扇分佈在平原，台東河谷平原谷一帶。

### 3. 水文地質特征

在本區河流兩岸沖積平原內，在山区及丘陵和岩的斷崖，裂隙內含有潛水之存在。后者乃是地下水強部迁移地区，潛水往往向下滲入地侵蝕而以無數之泉流出地表，這些潛水也大致為雨水之補給。

在第三紀岩系及在其以前的岩系間夾的砂岩層可能貯存著非自由地下水，水質可能為重碳酸鹽水，氯化—鈉水，由崖頭滲入水作補給。而以泉之形式出露，形成溪流直接入海或補給山麓地帶之潛水。

## 第Ⅵ大区青藏高原在内陆干寒气候条件影响下 的潜水与非自由地下水区

### 第一章 大区描述部分

#### 1. 水文地质基本特征

由於本区在自然地理条件上破坏了整个地球上的緯度分带的規律，而主要表現为垂直分带的特征，因此也就决定了本区地下水的垂直分带的特性，特别是在潜水上表現得更为显著。

本区的湿度系数較第Ⅴ大区略高，根据理論的推算一般在0.13~0.23之間（7），南部峡谷地带与东部的某些地区由於受海洋气候的影响而大於这个数字。根据解放前的資料則拉薩大致为0.6，康定几近乎1。

本区的水文化学作用方向由於自然条件的不同也是不一致的，藏北高原由於高度的关系使气候显得特別干寒，蒸发剧烈，並因地势較為平坦逕流条件不良，因此所表現的水文化学作用方向是高处的岩石中所含之溶盐被水流溶濾，隨水流挾帶到低凹处停积，或淀积於較低处。但由於水分不断强烈的蒸发，使潜水中与土壤中之溶盐的濃度不断增高，特別是反映在本区的許多咸水湖泊的存在，这也就說明了藏北高原地区潜水的矿化度可能是較高的，並且水中盐分还是不断的在增加，因此表現在潜水的水文化学相应以硫酸—氯化物型或氯化物型为主。柴达木盆地內的水文化学作用方向与藏北高原区某些方面是相似的，並且是愈向盆地中心水中氯化物愈增同时矿化度也逐渐增高。在本区东南部与东部为有外洩水文网分佈的峡谷区，高山地区潜水流溶濾岩石的溶盐，大部通过河流排洩至海中，因此与上述地区的水文化学作用方向显然不同，潜水的水文化学相应以重碳酸盐型分佈为广。在干旱草原地区則主要为硫酸盐或其他类型。境内地下水的动态成因类型，大致有以下数种：在藏北高原地区可能有冻土类型，或是湖泊类型。在河流冲积层的地区主要

是河水类型，南部河谷地区雨水类型相当重要，沙漠盆地以沙漠类型为主，而整个青藏高原区均受冰雪类型影响。

## 2. 位置及自然特点。

本区位于我国西南，是我国也是整个地球上最高的隆起地带，有世界屋脊之称。境内包括青海与西藏高原与今四川西北之山地，云南西北横断山脉地区与新疆南部的崑崙山、阿尔金山山地，因此本区除柴达木沙漠盆地外大部为4000公尺以上的山地。

按自然条件约可分为四部分，藏北高原区、藏东高山草地，柴达木盆地，与西藏南部峡谷地带。在地形上，东部与南部较破碎，尤以南部为甚，藏北高原区较为平坦，其西北部高山多冰雪复盖。境内之高山区普遍发生第四纪冰川，并有现代高山冰川存在。

本区自然现象的独特性表现在土壤植物与气候的垂直分带的规律上，东南部的谷地大部在900~1500公尺，是比较温湿的地带。由500~3500公尺为寒温带的森林分布范围发育着山地棕壤与灰棕壤，3500公尺以上一般无森林发育。3500~4500公尺为寒带草原系山地草甸土发育的地带，柴达木盆地虽不到3500公尺但仍属寒冷草原。4800~5800公尺属寒冷荒漠地带不宜植物发育。5800公尺以上为冰雪复盖的地区。

气候方面除随高度改变而变化的特征外，由于局部地区受外来气候的影响有所改变，一般说藏北高原似为一个干寒的中心，年平均温度 $0^{\circ}\text{C}$ 以下，冬季最冷可达 $-4^{\circ}\text{C}$ ，年降水量不足100公厘。藏南与东南部峡谷地带受印度洋气候影响，特别温湿，如拉萨地区年降水量达1500公厘左右，年平均气温 $8\sim 12^{\circ}\text{C}$ 且愈向南愈增高，最南部边缘地带可达 $20^{\circ}\text{C}$ ，降水量可增至2000公厘。东部草原地区年降水量500~600公厘之间，祁连山地200~300公厘，柴达木盆地在100公厘以下。

**本区的水系：**大河均集中於东部与南部亦是外洩河流的地区，西部与北部則为内陆型水流的范围以短小的水流与湖泊为主要形式。

**东部的河流大部属黄河与长江水系，**为上游峡谷地带，河水湍急，冲积层不易存在，水流以高山之融雪为主要补给来源，这些河流均为高原上地下水的强烈排洩通道。河流除长江、黄河的上游外还有澜滄江、怒江与南部的雅魯藏布江亦为深窄的河谷，据现在的资料得知在雅魯藏布江与其支流河床中有冲积层存在，其中潜水可能受河水补给。

**湖泊主要分佈在藏北高原与柴达木盆地，**成为区内地表水流汇集的终点，湖水多为咸湖，僅少数有水連通的湖泊为淡水，納木湖与奇林湖为藏北湖区最大的二个湖均为咸水。区内湖泊之成因主要由於泥砂的淤塞作用或冰川作用形成亦有因构造作用生成的。

### 3. 地质构造简述

**本区为新生代以来急剧的隆起地区，喜馬拉雅运动以来使境内不断上升造成許多高大的褶皱山脉，**直到如今本区仍有明显的上升现象。从地质构造单元大致可分三个部分：南部为强烈的喜馬拉雅地槽褶皱带，是近代上升运动最强烈的地区，北部为具有强烈喜馬拉雅运动的华力西褶皱带，与柴达木古老結晶地块。

**青藏高原与横断山脉地区在海西宁造山运动之后，喜馬拉雅运动之前是一个海盆地属特提斯大向斜的一部分，**这盆地经过多次地壳变动逐渐缩小，首先經海西宁运动以后出现了崑崙山，燕山运动以后在崑崙山以南有可<sub>司</sub>穆立山喀喇崑崙唐古拉及怒江金沙江間的山脉出现。最后经过喜馬拉雅运动便出现了喜馬拉雅山与怒江以西的山脉。

**太古代元古代的結晶基岩在喜馬拉雅中脊部分造成山之主脉。在喜馬拉雅地槽带有寒武紀至漸新世的完整的海相地层。崑崙与喀喇崑崙褶皱带内大部为古生代的变质岩层，**中生代为陆相砂岩頁岩与灰岩零星分佈。第三紀为盆地沉积多系陆相砂砾岩与粘土厚达数千公尺。第四紀本

区内有湖积风积、冲积洪积近代河流冲积，並因境内第四紀发生广泛的水川，故有水川堆积存在。

#### 4. 大区界線的論証

本区以北为一极端大陆性气候的，湿度系数为 $0.00 \sim 0.13$ 的干旱沙漠石漠区，而本区之湿度系数稍大同时为地势均在 $4000$ 公尺以上的受垂直分带现象明显的高山地区，因此将北部界線置於崑崙山、阿尔金山与祁連山之北麓。东界之北段大致以 $2500 \sim 3000$ 公尺之西傾山东麓，向南以折多山为界，这是东南部与南部海洋性气候入侵的終点，南段以 $2000 \sim 2500$ 公尺之高度和紅土之北界是与华南湿润气候区的分界。南部的界線一方面是国界，同时从水文地质特性来說以此为界亦大致符合的。是印度洋气候向北入侵的止点，西部線界将伸至国境以外。

#### 5. 潜水及非自由地下水的类型

本区有如下几种潜水类型：

河谷冲积层中潜水、湖积层中潜水、山麓冲积洪积层中潜水，可能有冰川或冰水沉积层中潜水，通过沙漠地带的河流冲积层中潜水与基岩裂隙风化带中的潜水。

所有这些水的补給来源多靠高山融雪与冰川融化供給，降雨亦起一定的补給作用。

深层非自由地下水的类型：在山麓冲积洪积层下部之含水层中，第三紀砂砾岩层中，中生代与古生代砂砾岩之含水层中的水，构造破碎带中的水。这些水大部靠冰雪融化而补給，局部构造破碎带中的水可能为初生水，常上升为温泉。

#### 6. 副区的划分根据及副区名称

由於本区的水文地质資料以及地质資料的缺乏，因此在副区的划分方面只能根据地形与自然条件，地质、土壤及考虑到垂直分带的原則提出一个极初步的輪廓，大致可分成五个副区。其中除柴达木区而外其他各副区的界限

目前尚不能按实际資料去肯定。

## VI<sub>1</sub> 柴达木盆地沙漠盐沼分佈的潛水与非自由地下水副区。

是一个古老地块为基底的沙漠盆地，潛水主要存在於盆地边缘山前冲积洪积带。

## VI<sub>2</sub> 高山寒冷草原地带潛水与非自由地下水副区。

VI<sub>3</sub> 藏北高原冻荒漠地带，多湖泊分佈的水文地质副区：由於气候的特征，空气干燥，蒸发强烈，同时地表很少有冰雪复盖，因此水文地质条件是不好的，局部存在着潛水，特别是湖积层与洼地部分的水，水之矿化度可能很高。由於高原上气候寒冷，潛水可能呈冻结状态。

VI<sub>4</sub> 藏南峡谷喜马拉雅地槽褶皱带內的潛水与非自由地下水副区：本区多大的河流，这些河流强烈的排洩着区內的地下逕流，潛水可能存在於河床冲积层中。

## VI<sub>5</sub> 多冰雪复盖的西北部高山地区的水文地质副区。

### 第二章 副区描述部分

## VI<sub>1</sub> 柴达木盆地沙漠盐沼分佈的潛水与非自由地下水副区。

### 1. 位置及自然特点

本区的地形四周有高山环抱，北部的祁連山为一系列平行山脉，平均高度約为4000公尺，西北部为不高的阿尔金山将柴达木与塔里木二沙漠盆地隔开，南为崑崙山高度在4000公尺以上，因此使中間形成一个闭塞的山間洼地。盆地平均标高約为2700公尺盆地边缘地带約3600公尺左右。盆地內的地势西北部较高，渐向东南緩傾且地形更北段为开闊，地表复盖着风砂，东南地势低洼形成排水不良的沼澤，以达布逊湖附近为最低，高度僅2500公尺。

在盆地之东部与北部边缘地带分佈有許多小型山高盆地。如大柴旦、德令哈、茶卡等形成小的汇水区。

本区純为內流水区地表逕流稀少，河流多集中於东部地区，但一般水

流短小、水量不大，水的来源为附近高山融雪供给，大部水流出山口以后即流入山前砾岩带中，补给地下水，只个别较大的河流可通过砾石带流至较远处汇入湖泊。较大的河流有柴达木河自东南流向西北经柴达木湖而入霍布逊湖，奈金果勒河穿过湿地入布布逊湖，二河均发源于祁连山，西南部的楚拉克河与那稜格勒河、流入台吉乃湖，与北部的塔塔稜河西北的哈尔騰果格河等，其中有不少河流系由泉水汇流而成，以上所有河流在洪水期流量亦多不超过80立方公尺/秒。洪水期多在春末夏初之际。

本区的湖泊多为逕流的終点，由於湖中落盐不断累积湖水多系盐水，如茶卡湖、柴达木湖、台吉乃湖、霍布逊湖、达布逊湖北部之大柴旦小柴旦湖等均为咸水湖泊，除湖泊被水流沟通时其上游的湖泊为淡水，和可魯克湖与小苏干湖即是。

盆地中年降水量大部在100公厘以下自东往西递减，东部最多可达150公厘左右，西部大多不足50公厘，降雨季节为六、七、八三个月。

## 2. 地质条件

盆地之基底为一时代不明的地块，其四周之高山在下古生代为地槽所在，加里东运动使地槽开始褶皱，特别到古生代末期华力西强烈造山作用以后地槽均发展成为高山，这时具有坚硬基底的柴达木地块相对的下降而形成了盆地的轮廓，后来四周高山陆續受燕山与喜马拉雅运动而再度上升，使盆地造成当今之形态，并使盆地四周产生巨大的断裂，内部产生北西西走向之褶皱。第三纪时盆地边缘沉积了第三纪地层。第四纪时西部复盖了风成砂並根据西部的侵蚀阶地现象与砾石层的錯断說明有新的构造运动存在，东部地区則发生沉降现象。

盆地中的地层大部为第四纪层，基岩僅出露於盆地之边缘地带。盆地南部边缘下部古生代主要为变质较深的片麻岩大理岩結晶灰质岩等，盆地北缘之下古生代南山系为大理岩、砂灰岩、片岩、千枚岩等成零星分佈在小柴旦附近見到。石炭纪在綠梁山南部有巨厚的海相灰岩与砂頁岩。二



叠紀見於盆地东北部，上部为灰岩下部为砂岩。在阿尔金山与祁連山南坡有厚达数千公尺的侏罗白垩紀的岩相地层。第三紀地层分佈甚广，主要在盆地之边缘地带，总厚度达3000公尺，其沉积形成一套輪迴，底部为砾岩过渡到砂砾岩、砂岩最后到泥岩，再向上是由泥岩砂岩到砾岩，在泥岩中含有石膏。

#### 第四紀沉积：

山前冲积洪积分佈於盆地的四周，为砂砾块石的堆积，在盆地西南边缘地带最宽达40~50公里。

冲积层估計存在於許多河流的河床部分，如香德日与噶尔穆附近的河流，塔塔穆河有长达300公里左右宽10~15公里的砂砾堆积，在冷湖附近有厚达20公尺以上的砾石与粗、中、細砂的堆积。

风成砂主要分佈在西北部丘陵地区，多为西北部方面吹来的形成流动砂丘，在台吉乃湖以北巴夏柴塔木湖以西很为发育，在砂丘上有針叶植物与芨芨草黃麻等植物生长，在有水的地方多生长禾本科植物。

沼泽淤泥沉积主要在盆地的东南部，沉积性質为細砂、砂质粘土及泥炭底部有腐植层，沼泽可能以盐沼为主。

湖积层在較大的湖泊附近，如噶尔穆以北50公里处之湖相沉积剖面，在12公尺以内所見如下，表面为盐渍土0.75公尺，依次向下为砂质粘土0.75公尺，灰色粉砂8.3公尺，粘土1.2公尺，所見湖相剖面中均有盐层石膏或硼砂。

第四紀的冰川堆积层在阿尔金山西段南麓与茶卡盆地及都兰一带均見有分佈。

### 3. 水文地质特征

#### 一、潜水的类型及其特征

本区的潜水亦与干旱地区的沙漠盆地中潜水一样，有自边缘向盆地低洼中心分带的现象，这种分带逐渐向盆地中心，由重碳酸盐过渡成硫酸盐

与氯化物水帶。

盆地四周的山前冲积洪积层中潜水，水位埋藏深度較深，水矿化不高，水量丰富靠地表逕流补給，以重碳酸盐型为主。主要分佈在崑崙山前及埃姆尼克山前地帶，最寬处达40公里，含水层大部为砂砾层，在接近山前部的地区，地下水埋藏深度4~7公尺，系硫酸盐型的水，在茫崖地区含水层离地表8~12公尺，含水层厚59公尺为細砂与砂泥組成，钻孔涌水量120~150立万公尺/日，矿化度15~20克/公升。山前沿海地帶的潜水水位距地下1~2.5公尺，含水层为細砂、砂泥等，钻孔涌水量小於1公升/秒，矿化度10~15克/公升<sup>(2)</sup>。盆地东北部出露於洪积冲积层中边缘地帶的泉，流量10~30公升/秒，最大者50公升/秒，水之矿化度小於1克/公升。在水鴨子墩到冷湖一帶有泉水数十处，可供上千人之用水<sup>(2)</sup>。小苏干湖附近的淡水泉总流量可达10万立万公尺/日。烏河諸泉水之总流量达25000立方公尺/日，矿化度不高，个别泉因受第三紀含盐地层的影响，水中硫酸鈣、硫酸鎂含量較高，以上这些泉亦可能出自承压水层中。这些泉水的出露均說明在冲积洪积层中有大量的潜水存在。

冲积层中潜水在較大的河流冲积层中存在，一般水量較大以淡水为主，在盆地东部居民从附近河流冲积层中取水作为飲用。但本区冲积层中水目前尚无更多实际資料說明。

冰川沉积层中的潜水，阿尔金山南麓发見，成泉流出於冰碛层中。

基岩风化裂隙帶中的潜水，在盆地边缘地帶分佈很广，在铁木里克附近之吾生学泉<sup>(1)</sup>，泉水自侏罗紀裂隙中流出，流量2~4公升/秒，微具咸味含硫酸根、氯离子較多，但可供当地居民飲用，水之补給是来自附近河床中。

湖相沉积层中可能有矿化度較高的潜水存在。

二、非自由地下水的特征

山前冲积洪积层下部的非自由地下水，見於盆地西南茫崖附近的沼泽地带之下部，承压含水层岩性为細砾夹粗、中、細砂，其中有許多局部隔水层，钻孔中涌水量 $120 \sim 150$ 立方公尺/日，水质好味淡，矿化度 $1.5 \sim 2$ 克/公升<sup>(3)</sup>，水之来源为崑崙山之融雪。

第三紀层中之非自由地下水，一般就水之矿化度很高，特别是构造洼地中的水。如茫崖附近<sup>(4)</sup>构造洼地中的水其承压水位在地面以下 $1 \sim 2$ 公尺，涌水量 $0.5$ 公升/秒，矿化度 $100 \sim 450$ 克/公升。属氯化物水型。第三紀砂岩中之水矿化度高者与水交替不良和岩石含可溶性盐有关，在水流交替较强烈的地区还是可以作能作饮用的水源，不过第三紀基岩中的水一般水量均不大。

侏罗白垩紀砂岩可能有含水不多的含水层存在。

石炭二叠紀砂岩中可能含水，在石灰岩中亦可能有溶洞水。

基岩构造破碎带中的承压水，見於許多古代岩层之裂隙带中，在盆地最东北部与阜南秦天岭县附近有泉水自变质之大理岩与砂质灰岩裂隙中涌出，一般就这种水以重碳酸盐型为主。

## 結論

本区的地下水主要存在於山前冲积洪积层中，有巨大的含水层，动力资源丰富，可作为大型供水之主要水源。较大河流的冲积层可作为大型供水，一般冲积层可用作小型供水。

本区的冲积洪积层中出露的巨大的泉水可以直接用为大型供水，这些泉主要在水带或因水流割切而使地下基岩出露的地区。另外小型或生活用水亦可取基岩裂隙带中的水源。

一般在本区范围内西部很少有河流冲积层，而冲积洪积层发育较广的水的主要来源，东部地区河流较多可自河流冲积层中取水。

五、高山寒冷草原地带潜水与非自由地下水副区

## 1. 位置及自然特点

本区包括整个青海高原与藏东高原及祁連山地和四川西北部松潘与馬楚河上游盆地草地。

区域内之土壤类型以高山类型为主，祁連山地为干旱山地森林草原，崑崙山生长有高原草原与灌木丛。气候属大陆性，气温变幅较大，较低之山区与草原区降水较多，因此也较潮湿。

本区大部属长江与黄河之上游峡谷地带，地表水流均汇集於长江与黄河两大水系之中。黄河发源于約古宗列流經鄂陵与扎陵两湖至青海貴德出上游峡谷。长江在本区亦为支流上源，河流均呈峡谷状态。水流甚急因此冲积层不易发育，这些河流强烈的排洩着附近的地下逕流。

祁連山与崑崙山北部发育着許多小的不外流的水流，这些河流的河床中可能发育着冲积层。

青海湖为我国面积最大的內陆湖海拔3040公尺，湖水微咸，黄河所流經之扎陵湖与鄂陵湖均系淡水湖泊。

## 2. 地质条件

本区之地质情况目前所掌握的资料极少，因此只能概括的进行描述。

境内大部分地区属強烈喜馬拉雅运动的华力西褶皱带，南部包括一部分喜馬拉雅运动影响的唐古拉山喀拉崑崙山一带。华力西褶皱带内之下古生代及古生代以前的地层大部均变质，以片岩、片麻岩、硬砂岩、千枚岩为主，石炭二叠紀为砂岩页岩与灰岩。中生代多为陆相之砂页岩层，在喀拉崑崙山山区有中生代厚层石灰岩与海相沉积层分佈很广。第三紀地层分佈於山間盆地与山前地带，在祁連山区为红色之砂页岩，下部称甘肃系，其砂岩中常夹石膏，厚度数千公尺，上部第三紀玉門系石层为鈣质胶結厚100—600公尺。

第四紀沉积在本区可有山前冲积洪积层，河流冲积层为青海湖以西的布哈河河谷，湖相沉积层有海湖附近，与冰川沉积层等几种。

## 3. 水文地质特征

因目前該區無實際資料，只有根據現有的資料和根據自然條件來推測水文地質情況。

從本區的自然情況而推測廣泛的分佈有基岩風化裂隙帶的潛水與構造裂隙帶的非自由地下水，如祁連山一帶下部中生代砂泥岩裂隙中普遍含水，這些裂隙帶潛水可能在冬季是凍結的，在古月泉鄉與永附近基岩風化帶中見有冰塊填塞<sup>(4)</sup>，說明有水存在。在祁連山山麓地帶有許多泉水自基岩裂隙中流出，這種水應以重碳酸鹽型的淡水為主。構造裂隙帶中的水，與新的構造運動或岩漿活動有關。如在雅安西部固金山地段<sup>(5)</sup>，在震旦紀灰岩中含水，成泉出露流量 $4 \sim 5$ 公升/秒。在康定以南有三口溫泉流自震旦紀之片麻岩中及下古生代岩層中，康定以西亦有溫泉出自侏羅至二疊紀的基岩中，其北侏羅石炭紀岩層中亦有溫泉出露。祁連山之祁連縣附近白堊紀砂岩中有上升泉<sup>(8)</sup>，流量 $0.5$ 公升/秒，礦化度小於 $2$ 克/公升，為重碳酸—硫酸—鈉—鎂水。溫泉以南毛不拉、毛海頭一帶變質岩裂隙中有溫泉，水量為 $10$ 公升/秒，為淡水。毫無疑問本區裂隙帶之泉水遠遠超過上述分佈地區，此僅是已知的部分。本區的泉水為相當重要的水源，廣泛為當地居民作為生活用水，有些泉水是靠地表水滲入補給的，大氣降水亦起一定補給作用，其排泄大都通過河流排至外區。

近代河流沖積層中潛水，分佈於山間河谷地帶。如祁連山等地區河谷中即有存在，其中可能有廣量、大量的潛水。

山麓沖積扇層中可能有豐富的以重碳酸鹽型為主的淡水。

冰川沉積層中可能有的也是以重碳酸鹽型為主。

在東部草原地區，水土與河流均有密切聯繫，可能潛水以硫酸鹽型為主。

新時代沉積層中之砂岩與石灰岩中可能埋藏有水量，石灰岩中當為喀斯特水。

## 4. 結論

本区的水源目前尚无确切的证据能说明哪些能作大型与小型供水，只能根据所存的含水层的性质提供一些水源利用方面的意见。

境内的泉水可以说是分布最普遍的，一般水均能作为生活之用，冲积层中水目前情况尚不详，较大的河流冲积层且含水层较厚者应有丰富的地下水存在，可考虑作为大型供水来开发。基岩含水层中的水一般水量不大，可能以此作为小型供水的来源。

## Ⅶ 藏北高原东荒漠地带，且多湖泊分布的水文地质副区：

### 1. 位置及自然特点

本区位于西藏北部曰藏北高原又称羌塘高原，主要是根据地形与自然条件划出的这个副区。

高原内有不小的褶皱起伏，地势较为平坦，海拔高度大部在4500公尺以上，最高之唐古拉山地区达6000公尺左右。由于境内地势较高蒸发剧烈，同时地表很少有冰雪复盖，这是本区气候上最大的特色因而造成寒冷而干燥的气候，而使植物与土壤发育不好，形成一种干寒之荒漠景观。

土壤与植物的发育情况，全区主要分布着寒冷荒漠土，其上多不生长植物，在有土壤缓慢发育的砾石带内有地衣藓苔，在石灰质较强的棕钙土上有碱性植物发育，冰川堆积地区形成冰沼土与微度潜育土，湖泊周围有盐渍土其中含有大量盐份，盐生植物较多。

本区无较大的河流，由于地形略成为一个闭塞盆地，因此区内地表逕流不能外流，而在洼地造成许多闭塞的湖泊，这些湖泊以咸水湖为多，如几个最大的湖泊有苏干湖、腾格里湖、唐古拉湖、伊古里湖等均为盐湖，以腾格里为最大面积约为500平方公里，标高4627公尺，湖水微咸。冬季结冰，五月开始融化。淡水或微咸水湖多为互相连通的上游湖泊。所有区内这些湖泊的存在与性质均反映着本区潜水的特性。

## 2. 地質及水文地質特征

本区北部为强烈喜馬拉雅运动的燕山褶皱带，南部为喜馬拉雅地槽褶皱带地区。下部古生代的岩层大部均为变质岩以片岩片麻岩为主，南部地区上部古生代与中生代亦有不少受变质的岩层，其中夹有很多火山岩。中生代一般为海相的灰岩、砂页岩等，北部有白垩纪红色砂页岩与页岩，南部有砂页岩、灰岩与变质岩，其中並有火成岩侵入。第三纪在东部有砂页岩与粘土层，南部喜馬拉雅地槽带有砂页岩与泥灰岩。第四纪层在湖泊四周有湖相沉积存在，岩性为灰质粘土、粘土与砂质粘土，同时由于第四纪时发生大的冰川而有广大的冰川堆积存在。

地下水情况目前实际资料全无，从自然情况而推测，由于高原上很少有冰雪复盖，逕流也不会发育，即若有地下水存在之处可能由于气候寒冷，因此靠近地表有常年冻土层存在，同时因为高原上强烈的蒸发与闭塞的条件，而潜水的矿化度一般都是很高的，属硫酸—氯化物型。在冰川堆积层或砾石带的下部可能有矿化不高的潜水。另外在本区内是否有构造破碎带或因新的地壳运动而造成的泉尚待今后调查了解。

总的說，本区的水文地質条件目前资料全无，只有今后随着国民經济的发展与地質調查和研究工作的大力展开之后才能逐渐熟悉这个地区。

## Ⅶ 藏南峡谷喜馬拉雅地槽褶皱带内的潜水与非自由地下水区

### 1. 位置及自然条件

本区范围包括西藏南部之雅魯藏布江谷地与康滇纵谷地区。雅魯藏布江谷地在拉薩附近标高 3600 公尺，康滇纵谷的谷地高度較低，但高山地带的高度仍平均在 5000 公尺左右。由于境内属印度洋流域，海洋性气流自河流出口处入侵一直可影响到纵谷地带的唐古拉山附近。南部的河谷地区与雅魯藏布江的拉薩附近，这就使这一带河



谷受着印度洋湿热的季候风影响而较为温湿，同时雨水充沛，而在高山地区仍然干燥而寒冷，因而在河谷地带与高山地区显示两种完全不同的自然特色，似为受海洋气候影响的与干寒大高原气候的过渡型地区。

拉薩与波密附近是温湿多雨的地区，降水量与气温均愈向南愈高，拉薩附近平均年温 $10^{\circ}\text{C}$ 左右，降水量 $1500\sim1750$ 公厘。而在波密地区年温达 $18^{\circ}\text{C}$ ，降水为 $2000\sim3000$ 公厘形成全国降水量最多的地区，以雪线的高度而言在喜马拉雅山的南坡低至 $4800$ 公尺，北坡达 $6000$ 公尺，在纵谷地带降水与气温的值均较拉薩地区为低。

境内之河流以雅鲁藏布江为最大，南北向的河流有金沙江、澜沧江、怒江。根据资料(5)雅鲁藏布江中游河床较宽，与其支流拉薩河谷中均有冲积层存在，其他几条大河情况不明。这些河流均强烈的排洩着高原内的地下水，局部地区补给冲积层中的潜水。

本区内之湖泊主要分佈在雅鲁藏布江以南的地区，与藏北湖区的湖泊之不同即是大多数湖泊皆相互连通，因此应以淡水湖泊为多，为本区最大的湖泊，位於拉薩以南的羊卓雍湖即为一例。

## 2. 地质与水文地质条件

本区地质构造上属于强烈的喜马拉雅地槽褶皱带，新生代以前一直为海水所淹，因此自寒武纪直至老第三纪沉积了巨厚的海相地层。

下部古生代地层大部变质，以板岩、千枚岩、大理岩、砂质灰岩为主。上部古生代为泥灰岩、砂页岩、砾岩、灰岩与含煤地层，并有花岗岩入侵。

中生代以砂页岩、泥质岩石与含煤地层为主。

第三纪地层主要是砂页岩、粘土质岩层与泥灰岩并夹火山岩。

第四纪层有河流冲积层，在拉薩附近形成河岸堆地。还有冰川堆积，也可能有湖积，並在拉薩附近见有局部山前冲积洪积层。

本区的水文地质条件较其他副区为好，特别是在河谷地带。除地表水

流而外，河流冲积层中的潜水可作为本副区的主要水源。在路瑜与波密地区之河谷地带冲积层中有潜水存在（因水位距地表不深，在排水不良的地方引起局部的盐渍化与沼泽化）。

在基岩风化裂隙带与构造破碎带中可能有地下水或成泉水出露。石灰岩地区可能有喀斯特泉。

本区水源利用主要可以考虑冲积层中和局部山麓冲积洪积层中的水。

## Ⅱ.5 多冰雪复盖的西北部高山地区水文地质副区

本副区为大高原西北部多冰雪复盖的褶皱高山地区，在6000公尺以上的山峰很多，一般地区亦在5000公尺以上。由于地势高、气候极端寒冷，高山积雪终年不化，形成一片冻漠，仅西南部局部地区有亚高山针叶林生长。因此大部地区无地表逕流存在，局部地区有小的水流汇入洼地，形成湖泊。

土壤与植物同样不发育主要为高山草甸土，是一种寒冷气候条件下发育的含有机质的酸性土壤。这种土壤与植物的发育将影响着区内潜水的特性。

本区地质与水文地质条件目前全无资料，自然情况亦不详，只从既知的自然特征提出一个分区的意见，一切尚待今后的调查证实。

經道其經道者。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道  
而身不水新水。新不道。新水主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

下。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

公。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

戶。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

官。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

下。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

。新水要主路因路率其若也本新水中是水中新水。後而道

本水文地質分区图及其說明书，初步划定了全国的水文地質区，大致地闡述了全国範圍內各种类型的潛水和非自由地下水的分佈情况，並从供水的目的提供了区域性的地下水評价。因而可以作为规划国民經济发展远景的依据，並可用來指导今后全国水文地質研究工作。

从內容來看，可以发觉目前的資料还是很缺乏的，並且資料的來源不同，質量不一，而大部份还是原始的片断資料，沒有經過科学的总结，因此目前根据这些資料只能作出一般的結論。

所划分的某些大区 and 副区随着今后資料不断的累积，在其特征的描述方面可能有所改变和补充。区界及分区數也有可能改变，例如目前放在第Ⅲ大区中的黃士高原地带俟將來資料充实后可以划分为一中等显度气候与干燥气候的过渡大区。又如有许多地区尤其是第Ⅵ大区目前几乎沒有直接的水文地質資料，副区界線以及水文地質特征只是推测出來的，这些都有待于今后用实际資料來确定。

关于深层地下水(自流水)的資料，目前更感缺乏，所以今后要累积这方面的資料，並且需要比較完善的全国大地構造图，这样才有条件編制專門的中国自流水分区图。

总的來讲，全国水文地質分区工作，这还是第一次，我們只能說这是这项工作的开始；而絕不是工作的終結。今后随着水文地質調查研究工作的大規模开展，有关地下水的資料将有迅速的增加。为了使本工作达到应有的質量，急待今后长期搜集資料，分析研究，發揮群智，展开百家爭鳴，在目前的基礎上不断地修改与补充，这样才能使这一項艰巨的工作，早日趋于完臻。



## 参考文献的索引

### 綜合性参考文献

1. 一百五十万分之一中国地势图，中国人民解放军总参谋部测绘局，

1955年。

2. 一百万分之一中国地质图（共14幅，主要包括北京以南中国东部地区）1948年。

3. 三百万分之一中国地质图，1945~1948年编。

4. 四百万分之一中国土壤图，И. И. 格拉西莫夫，馬洛之編，1955年。

5. 中国气候图（上集），中央气象局、地球物理研究所联合资料室编印，1953年。

6. 中华人民共和国分省地图，地图出版社，1954年。

7. 关于中国区域水文地质条件的资料，Б. И. 魯薩諾夫，1956年。

8. 綜合水文地质图編制法，И. К. 查依采夫，1955年。

9. 中国地下水分区描述的方法問題，М. М. 克雷洛夫，1955年。

10. 中国主要地质构造单位，黃汲清，1954年。

11. 中国地质学，李四光，1953年。

12. 中国区域自然地理教材，北京大学及北京师范学院编写，1954年。

13. 中国区域地层表（草案），科学出版社，1956年。

14. 中国自然区划草案，中华地理志自然地理編纂，1956年。

15. 新中国地理（上、下册），褚紹唐，1954年。

16. 水文地质学概論，И. И. 克利門托夫，1956年。

17. 中国之东北，В. М. 穆尔查耶夫，俄文本，1955年。

18. 中国地质学，东北地质学院，1954年。

19. 祖国的河流，陈桥驊，1954年。

20. 中国气候总論，卢鋈，1953年。

21. 祖国的气候，王鹏飞，1954年。

22. 台湾地理，中国青年出版社，1955年。

23地下水动态研究方法指南，M·E，阿利托夫斯基及A·A康諾波梁采夫总編，1956年。

24中国东北地区多年冻土的分佈，辛奎德（手稿），1956年。

25气象資料（地区篇），中央气象局，中国科学院地球物理研究所联合資料室編印，1954年。

26論新疆的水利資源有影响的自然特征及其分佈情况，科学院地質研究所专家西尼村著，1956年。

27内蒙古自治区經濟地理，中华地理誌編輯部，1956年。

28吐魯番的自然情况，地理知識，1955年第5期。

29西藏东部地質的初步認識，中国科学院西藏工作队地質組，1955年。

30西藏高原的自然环境与农业生产，地理学报20卷4期，1954年。

### 第I水文地質大区参攷資料索引

1.东北区內的多年冻土（小北沟、西北沟、八戈卡区），任奇甲（手稿），1956年。

2.东北地質局135队普查設計及談話記錄，1955年。

3.滿州矿业协会誌第七卷第八号，1941年；扎賚諾尔煤矿矿井地質报告集，1954年。

4.东北区地質及地誌北西部分109頁，1951年；[地理学]第九卷第七号——关于湿地与地盘的冻结作用，1941年。

5.关于冻结层的地理学上的研究，奥村和夫，1944年。

6.内蒙古牙克石造纸厂厂基問題，刘国昌，1951年。

7.东北地質局103队地質报告，1953年。

8.东北区地質及地誌北西部分113~114頁，1951年。

9.东北地質局内蒙南兴安地区地質調查报告，1952年。

10.东北区內的多年冻土（辽源金厂区），任奇甲（手稿），1956年。

11.东北地質局136队地質工作者的介紹，1955年。



12 东北区地质及地誌(北部) 105頁, 1951年。

### 第Ⅱ 水文地质大区参考文献索引

1. 东北地质局罗子沟地质勘探队的材料, 1955年。

2. 东北地质局辉南地质勘探队的材料, 1955年。

3. 东北地质局赛马集地质勘探队的材料, 1955年。

4. 东北煤田第二地质勘探局穆稜勘探队报告书, 1954年。

5. 三姓、勃利方面兵要给水地质调查地质报告, 竹山俊雄, 1934年。

6. 吉林事务所敦化苗井调查报告, 牛丸周太郎, 1933年。

7. 图寧線北老松岭隧道地质调查报告, 門田重行, 1934年。

8. 东北区地质及地誌(北部) 瀋北铁路沿線地区台地地下水, 山口四郎, 1937年。

9. 东北区地质及地誌(北部) 双阳鎮、依安附近之地下水, 山口四郎, 1937年。

10. 东北区地质及地誌(北部) 二龙山、泰来、江桥、湯池之地下水, 山口四郎, 1937年。

11. 东北区地质及地誌(北部) 洮南、白城子、李家店間之地下水, 山口四郎, 1937年。

12. 东北区地质及地誌(北部) 大兴安地带地下水, 山口四郎, 1937年。

13. 东北地质局大黑山地质勘探队的材料, 1955年。

14. 东北地质局郑家屯地质勘探队的材料, 1955年。

15. 山东省章邱地区地质勘探工作报告(水文地质部分), 燃料工业部, 1954年。

16. 东北地质局海城地质勘探队的材料, 1955年。

17. 东北地质局凤城地质勘探队的材料, 1955年。

18. 水文地质工程地质局青島水文地质普查队的材料, 1956年。

19. 复州灣粘土矿区水文地质条件及其地下水詳細勘探設計, 田开銘、胡

长麟，1956年。

22 东北地质局瓦房子地质勘探队的材料，1955年。

21 东北地质局清河门地质勘探队的材料，1955年。

22 固义地质勘探工作报告（水文地质条件部分），1954年。

23 华北石油普查队物探成果图，1956年。

24 关于华北平原西北水文地质和工程地质条件的报告（彙报），北京队，1955年。

25 淮河流域第一期水文地质测量综合报告初稿，肖楠森等，1955年。

26 内蒙口地质勘探工作报告（水文地质条件部分），燃料工业部，1954年。

27 白土窑地质勘探工作报告（水文地质条件部分）燃料工业部，1954年。

28 水文地质局水文地质员辛奎德同志的谈话，1954~1955年。

29 华北地质局崔家沟地质勘探队的材料，1955年。

30 华北地质局西山地质勘探队的材料，1955年。

31 华北地质局大佛寺地质勘探队的材料，1955年。

32 汾粉河村地质勘探工作报告（水文地质条件部分）燃料工业部，1954年。

33 华北地质局龐家堡地质勘探队工作报告，1955年。

34 华北地质局中条山地质勘探队的材料，1955年。

35 地质部西安水文地质工作队的材料，1955年。

36 华北地质局临城地质勘探队的材料，1955年。

37 华北地质局羊寨地质勘探队的材料，1955年。

38 济南地下水调查及其涌泉机构之判断，地质论评 方鴻慈，1948年。

#### 第四水文地质大区参考资料索引

1. 铁道部集二線沿線水文工程地质勘察資料。

2. 铁道部包白線沿線水文工程地质勘察資料。

- 3 铁道部包兰線沿線水文工程地質勘察資料。
- 4 铁道部兰新線沿線(兰州至張掖段)水文工程地質勘察資料。
- 5 內蒙白云鄂博水文地質調查，地質部241队。
- 6 地質部东北地質局錫林裕勒盟地質勘探队的材料，1955年。
- 7 奥勃魯切夫著蒙古东部自然地理新資料。1954年[自然]雜誌第五期26頁。

8 褚紹唐著新中国地理，1954年。

9 集二線二連給水站水源勘察的同志的口述。

10 地質部西北地質局景泰地質勘探队的材料，1955年。

11 陝北盆地北部鄂尔多斯地質調查報告，1954年。

12 賀兰山北坡煤田石炭井矿的地質勘察報告。

13 祖國的河流，1954年新知識出版社著者陈桥驛。

14 瑪納斯河流域地下水調查圖，1954年。

15 地質部新疆地質局661队六道灣調查材料1955年。

16 地質部新疆地質局烏魯木齊附近油頁岩矿区工作队的材料，1955年。

17 地質部新疆地質局准格尔盆地北部普查队材料，1955年。

18 新疆瑪納斯河流域大海子灌区地下水調查。

19 准格尔东部卡拉庫尔及黃草湖西北区石油普查地質報告，1955年。

20 地質部哈密三道岭煤田地質報告，1955年。

21 地質知識1955年5期，吐魯番盆地的自然环境。

22 吐魯番盆地鄯善至可不街地質普查總結報告1955年2月。

23 吐魯番雅木西盐山口构造地質總結報告，1955年2月。

24 烏魯木齊附近石灰岩地質勘探報告，1953年12月。

25 地質部水文地質专家魯薩諾夫与地質家柯、雅、米哈依諾夫的談話。

26 包头市人民政府城市建委水源勘察工作报告，1954年12月。

27 包头市城市供水水文地質勘测初步設計阶段報告書，1955年12月。

28. 石拐子 1953 年地質勘探工作報告。
29. 華北地質局石拐子地質勘探隊的材料，1955 年。
30. 鐵道部包寧線沿線水文工程地質勘察報告。
31. M. B. 彼夫佐夫著中國及內蒙遊記。
32. 寧夏省農田灌溉給水及有關資料（寧夏農林廳水利局）。
33. 地質學報 1955 年 35 卷 2 期，黃河地貌及動力作用。
34. 陝北黃龍石堡井孔柱狀圖，陝西省水利局。
35. 銀川新城毛紡廠井孔柱狀圖，陝西省水利局。
36. B. A. 奧布魯切夫著亞州地理文選。
37. 地質部水文局黃河中下游隊三門峽水庫勘测報告，1954 年。
38. 蘭州附近黃土層下部復蓋之礫岩層中水樣化驗結果，蘭州西北地質局化驗。
39. 地質部西北地質局固原地質勘探隊材料，1955 年。
40. 銅川電廠的探井斷面圖。
41. 銅川王石洼井田地質精查報告。
42. 銅川煤礦第一礦井改建工程初步設計。
43. 銅川煤礦三里洞豎井初步設計。
44. 中國自然地理分區草案，地理學報 20 卷 4 期。
45. H. A. 格沃茲捷茨基著喀斯特。
46. H. H. 依凡諾夫著地球濕潤帶。蘇聯科學院通報第三期，地理學及地理學部分。
47. 謝諾夫著天山遊記。
48. 內蒙准格爾旗煤田地質普查報告，1954 年。
49. 伊寧縣北蘇崗克父而地區地質普查報告。
50. 伊寧縣北吉爾格朗至鐵廠溝勘测資料。

- 5.1. 酒泉盆地第三紀專題研究，1954年12月。
- 5.2. 酒泉地質大隊54年石油与天然氣勘查成果。
- 5.3. 兰新铁路武威至怀西堡定測工程地質說明。
- 5.4. 疏勒河中游地区地下水等高綫图。
- 5.5. 寧夏同心县毛紡厂深井孔剖面。
- 5.6. 酒泉地質大隊甘肅民乐南部祁連山地区地質普查。
- 5.7. 酒泉高台間地質构造調查，1954年12月。
- 5.8. 酒泉地質大隊54年石油与天然氣勘探，1954年12月。
- 5.9. 地質部西北地質局平罗地区地質勘探队材料，1955年。
- 6.0. 包头市附近水源概况，1953年9月，張文佑、周光。
- 6.1. 青海西寧市北門外中山医院地基鉆孔柱状图。
- 6.2. 阿拉善西部路綫地質調查总结報告，1954年。

#### 第四 水文地質大区参攷資料索引

1. 中南地質局平頂山地質勘探队的材料，1955年(資料局)。
2. 华东区潜水分区(南京大学水文地質教研室編)1956年。
3. 汉阳防腐大桥南头鉆孔剖面 1952年，河北省凿井公司。
4. 南昌市資料(局处內編号Ⅱ2001) 1954年，江西省建筑工程局設計室。
5. 江西三象区水井水位动态图及地下水質分析表，南昌市城市建設委员会，水質分析，1953年。水位动态，1955年。
6. 长沙市任家岭水文資料，1953年中央重工业部华中鋼鐵厂地質科及长沙自来水公司。
7. 上海深井資料，1954~1955年，上海市私营天泉机械凿井公司。
8. 杭州市水文地質鉆探图，1954年杭州市城市建設委员会。
9. 嘉兴市工程建筑地基鉆探資料，1955年，浙江省建筑工程局。

10. 黄盖湖钻探工程(钻孔柱状图) 1955年, 江西省水利局。
11. 湖南湘潭矿区地质检验报告, 1956年1月, 中南地质局。
12. 衡阳机械技工学校建筑工区, 工程水文地质勘察报告, 中南工业建筑设计院, 1955年4月6日。
13. 古福输电线路工程地质勘察报告书, 1955年1月, 燃料工业部电力管理总局设计管理局华东设计分局。
14. 茶陵涟水铁矿地质勘探报告, 1955年7月1日, 重工业部。
15. 桃林矿区报告摘[水文地质部分] 1955年中南地质局。
16. 江西省贵溪县钻孔记录表, 1954年12月, 铁道部西南设计局。
17. 大冶矿区水文地质报告, 1954年, 中南地质局。
18. 湖南宁乡青溪勘测报告, 1955年8月, 中南地质局。
19. 湖南湘潭谭家山地质勘察报告, 1955年, 中南地质局。
20. 新安江工程地质勘察报告, 1955年, 水文工程地质局。
21. 广西百色盆地地质普查报告, 1955年, 中南地质局。
22. 广西四顶厂矿区地质勘探报告, 1955年3月, 中南地质局。
23. 中樑山区水文地质报告, 1953年, 西南地质局。
24. 西南区石油普查队, 江安一带石油地质报告, 1955年西南地质局。
25. 四川南部瀘州~貴州赤水一带地质报告, 1955年, 西南地质局。
26. 天府煤田水文地质报告, 1955年, 西南地质局。
27. 石油普查队华阳雅安普查报告, 1955年, 西南地质局。
28. 石油普查队四川江津朱阳溪至江安广海坪报告, 1955年, 西南地质局。
29. 南桐煤田水文地质修正部分报告, 1954年12月, 西南煤田地质勘探局勘探一队。
30. 西南开远火力发电厂, 工程地质报告, 1954年9月28日, 重工业部西南有色金属管理总局设计公司工程地质科。

31. 云南滇中区地质图, 1950年1月, 西南地质局。

32. 燃料工业部 53501 工程勘测报告书, 1954年4月, 中央燃料工业部电业管理总局设计局。

33. 云南 3500 发电厂设计阶段地质勘察报告, 1953年, 西南有色金属局设计公司工程地质科。

34. 小龙潭报告摘录部分, 1955年, 西南地质局。

35. 黔东湘西铅锌矿水文资料, 1955年, 地质部资料局。

#### 第V 水文地质大区参考资料索引

1. 广西省各区域气象水文资料, 1951年~1953年。

2. 广东省气象资料, 1951年~1953年。

3. 湛江地质调查简述, 李树勳等同志作, 1954年。

4. 海南岛石碌矿区地质报告, 蒋大海等同志作, 1956年。

5. 华东潜水分区, 1956年, 南大水文教研室作。

6. 湛江队 1956 年所作雷州半岛~海南岛北端自流水盆地示意图。

7. 广东省地下水源分佈情况, 华南师范学院地理系黄德民等同志作, 1955年。

#### 第VI 水文地质大区参考资料索引

1. 柴达木盆地一定不拉克至铁木里克间地质构造及含油情况 1955年2月。

2. 柴达木盆地 1356 年综合水文地质普查设计书 1:20 万, 地质部。

3. 柴达木盆地茫崖以北构造细测区供水水文地质初步总结, 1956年2月, 石油部。

4. 地质部西北地质局民乐附近地质勘探队材料, 1955年。

5. 地质部西南地质局团宝山地质勘探队的材料, 1955年。

6. 科学院西藏工作队 1951~1953 年, 地质组调查报告。

7. H. H. 依凡诺夫著地球湿润带, 苏联科学院通报第三期, 地理学及地理学部分。

8. 张掖南部祁连山地质调查, 1955年3月。





日期 壹玖伍陸年 捌月 貳拾 肆日

56.5812  
205

來源 水文地质局贈

作書處 植物研究所

外幣

人民幣 羊

1477196

56.5812

205

三百万分之一

中国水文地质分区图说明书

供者单位 供者姓名 供出日期 备注

昆

書 號 56.5812 / 205

登記號 1477196

